


АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

Ю.И. ЛАЗАРЕВ
В. Н. КОЖЕВНИКОВ

Структурно-петрологическое изучение гранитизации

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Труды

Выпуск 18 

Ю. И. ЛАЗАРЕВ, В. Н. КОЖЕВНИКОВ

Структурно- петрологическое изучение гранитизации



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение
Ленинград • 1973

На примере одного из районов развития интенсивно гранитизированного гнейсового комплекса, относящегося предположительно к фундаменту карелид Западной Карелии, рассматриваются ход и направление изменений в организации вещества горных пород во время синкинематической нижнепротерозойской мигматизации и гранитизации, которые осуществлялись в два этапа, сопряженных с фазами складчатости. Первый этап гранитизации связан с формированием диорит-плагиогранитной серии гранитоидов. В ходе второго этапа внедряются преобладающе калиевые граниты. Во время каждой фазы складчатости предпочтительная ориентировка породообразующих минералов закономерно меняется от низкосимметричных субстроений к высокосимметричным и вновь к низкосимметричным субстроениям. Гранитоиды синхронны с образованием высокосимметричных ориентировок. Развитие ориентировки породообразующих минералов, определяющей макроструктуру горных пород, рассматривается с позиций явлений упорядочения—разупорядочения. Делается попытка петрологической интерпретации устанавливаемого хода структурных превращений. Взаимная корреляция субстроений породообразующих минералов (роговая обманка, моноклинный и ромбический пироксен, плагиоклаз и силлиманит) одновременно выявляет типы структурного равновесия между ними. Библ. — 40 назв., рис. — 47, табл. — 9.

Ответственный редактор

К. О. КРАТЦ



ВВЕДЕНИЕ

Среди минералогических и химических превращений, которые испытывают горные породы, первоначально образовавшиеся на поверхности Земли, а затем более или менее глубоко погруженные в зону метаморфизма, гранитизация, мигматизация и анатексис занимают крайнее положение и объединяются под общим названием процессов ультраметаморфизма. Их изучение началось в начале нынешнего столетия (Sederholm, 1907), но до сих пор среди исследователей нет единого мнения ни по одному из аспектов проблемы ультраметаморфизма. В последнее время все большее признание завоевывает концепция Д. С. Коржинского (1952), рассматривающая гранитизацию как процесс магматического замещения. Однако это объяснение оставляет полную свободу мнений относительно характера возможной смены PT -условий во время гранитизации.

Многочисленные определения температуры по различным минералогическим геотермометрам свидетельствуют, что температурные условия в начале ультраметаморфизма были по крайней мере не ниже достигнутых во время регионального метаморфизма. Значительно менее определенным представляется характер смены PT -условий в дальнейшем развитии ультраметаморфизма, так что по этому вопросу существуют самые противоречивые заключения. Настоящая работа касается именно этого аспекта проблемы ультраметаморфизма. В ней делается попытка проследить направление и ход структурных изменений горных пород, точнее говоря, изменений в пространственной организации вещества горных пород, испытавших двукратный синкинематический ультраметаморфизм.

Обращение к структурному изучению пород, испытавших ультраметаморфизм и гранитизацию, было не случайно. Во-первых, в обширной петрологической литературе рассматриваются в сущности лишь вопросы химического равновесия, опирающиеся на данные о распределении элементов между сосуществующими фазами. В результате создается впечатление, что для петрологов минералы выступают просто как наборы атомов разного сорта, а не пространственные системы (решетки). Их поведение как единого целого, независимо от вещественного «заполнения», выпадает из поля зрения исследователей. Иными словами, минеральные превращения характеризуются исключительно с вещественной, а не со структурной стороны. В частности, авторам неизвестно ни одной работы, целью которой ставилось бы прослеживание хода структурных изменений во время какого-либо этапа метаморфизма, не говоря уже об ультраметаморфизме. В то же время геологические процессы, протекающие в широком интервале условий, естественно должны запечатлеваться не только в изменении состава, но и структуры вещества. Во-вторых, процессы ультраметаморфизма объединяют в себе многие черты регионального метаморфизма, высокотемпературного метасоматоза и магматического внедрения, но вряд ли могут быть сведены к одному из них. Именно поэтому те или иные модели, сближающие ультраметаморфизм либо с региональным метаморфизмом, либо с метасоматозом, не в состоянии объяснить все его существенные особенности. Структурные превращения свидетель-

ствуя о направлении в изменении свободной энергии системы, вместе с тем независимы от способа передачи энергии. Поэтому их изучение дает такую категорию данных, которые не связаны с конкретными термодинамическими моделями природных процессов. Они позволяют оценить, протекал ли процесс с поглощением или с выделением энергии, т. е. был ли он прогрессивным или регрессивным, но оставляют открытым вопрос о том, происходило ли поглощение энергии в реакциях минералообразования за счет повышения температуры или за счет химической энергии подвижных компонентов и т. п. Наконец, структурные превращения охватывают ряд масштабов существования твердых тел. Наряду со структурными превращениями внутри каждого кристалла, связанными с переходом атомов к более упорядоченному или разупорядоченному расположению в решетке, существуют превращения, охватывающие решетки в целом. Они выражаются переходом решеток в новое пространственное расположение, в иную предпочтительную ориентировку. Однако остается неясным, существует ли связь между этими разнопорядковыми явлениями, в чем она выражается и в каком отношении находятся изменение химизма минералов с переориентировкой их решеток.

Пространственная ориентировка решеток теснейшим образом связана с ориентировкой тектонических напряжений. Проследивание взаимосвязи между ней и структурными преобразованиями внутри кристаллов позволяет довести макроскопические структурные реперы до уровня единичного кристалла и тем самым дать, с одной стороны, возрастную привязку отдельных стадий минералообразования, а с другой — провести возрастную корреляцию минералов, не находящихся в контакте друг с другом. Последнее представляется особенно важным для объективного выделения одновременно кристаллизующихся минералопарагенов.

Изученный район занимает площадь около 600 км² в юго-западной части Калевальского района КАССР. Геологически он входит в состав обширной области развития гранито-гнейсовых комплексов, которые предположительно образуют фундамент карелид и в нижнем протерозое претерпели повсеместную и глубокую мигматизацию и гранитизацию, связанную с образованием диорит-плагиогранитной и гранитной формаций.

Структурное и геологическое картирование района проводилось в 1966—1967 гг. Ю. И. Лазаревым, Л. П. Свириденко и Л. И. Бельтюковой. Дальнейшее изучение, заключавшееся в петрографо-микроструктурном анализе важнейших породообразующих минералов, было проведено авторами, которыми совместно написана III глава настоящей работы. Остальные главы написаны Ю. И. Лазаревым.

Результаты изучения полной ориентировки амфиболов, пироксенов и плагиоклазов, что составляют одну из сторон петрографо- и микроструктурного анализа, имеют самостоятельное значение, поскольку справочные данные о типах предпочтительной ориентировки минералов низких сингоний в литературе отсутствуют. Ценность их повышается и в связи с тем, что эти минералы изучались совместно в одних и тех же шлифах, и их ориентировка взаимно скоррелирована. Тем самым настоящая работа может рассматриваться и как первая попытка изучения структурного равновесия породообразующих минералов метаморфических горных пород.

Неоценимую помощь авторам оказал доктор геолого-минералогических наук А. Н. Казаков. Критические замечания и советы А. Н. Казакова значительно облегчили авторам работу по подготовке рукописи к печати. Пользуясь случаем, авторы выражают ему свою искреннюю благодарность.

Глава I .

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЙОНА

Развитые в пределах района (рис. 1) горные породы образуют три последовательно сформировавшиеся группы пород:

1) толща высокометаморфизованных, мигматизированных и гранитизированных гнейсов разного состава и, вероятно, происхождения;

2) комплекс гранитоидов, включающий разные по возрасту, составу и происхождению породы — гранодиориты, плагиоклазовые, плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты и разнообразные, сопряженные с ними мигматиты;

3) слабометаморфизованные дайковые основные породы.

ГНЕЙСЫ

Гнейсовая толща сложена породами, широко меняющимися по химическому и минералогическому составу, количественным соотношениям главных минералов и характеру их распределения. По химическому и минералогическому составу все породы толщи можно довольно условно разделить на четыре группы.

Биотит-плагиоклаз-кварцевые гнейсы. Как правило, это лейкократовые среднезернистые породы, иногда с мусковитом, с переменными отношениями главных минералов. Слюдистые плагиоклаз-биотит-кварцевые гнейсы, равно как и мелкозернистые разности, развиты в подчиненном количестве. В целом для этих пород свойственно довольно однородное строение, что при близости валового состава к гранитному и общей высокой степени перекристаллизации и мигматизации обуславливает появление гранито-гнейсовых разностей. Наиболее слюдистые разности также вполне однородны из-за отчетливой гнейсовидности, затушевывающей тонкие черты реликтового строения. Наиболее лейкократовые биотитовые разности, в которых появляется мусковит, нередко обладают тонкой внутренней полосчатостью и по морфологии напоминают лептиты. Лептитовидные гнейсы не образуют мощных пластов и пачек, их видимая мощность обычно не превышает нескольких метров. Пространственно они тесно ассоциируют и включены в состав мощных пачек мезократовых и меланократовых биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов. Более редкими являются мусковит-биотитовые мелкозернистые песчаниковидные или аркозоподобные разности. Они образуют прослой мощностью до одного, реже до трех метров среди гранат-содержащих гнейсов.

Петрографически биотитовые гнейсы характеризуются наличием тонко и правильно полисинтетически сдвойникового плагиоклаза (An_{22-23}) и светлого ярко-золотисто-коричневого и зеленовато-желтого ($N_g=1.650-1.655$) биотита в наименее измененных разностях. При перекристаллизации и мигматизации в плагиоклазе происходят следующие

последовательные изменения: появляются криптоантипертиты, в той или иной мере стираются первоначальные двойники и затем развивается новая система двойниковая, для которой типично развитие перекрестных двойниковых швов, образующих альбит-периклиновые комплексы. Одновременно происходит некоторое покисление плагиоклаза. Кварц становится мозаично-блоковым. В биотите появляются обильные выделения рутила (сагенитовая решетка) и он приобретает грязно-зеленый ($Ng=1.643$) и буро-зеленый ($Ng=1.645-1.650$) цвет. При дальнейшем изменении образуются сфен. Биотит с выделениями сфена явно корродирован и резорбирован. Наконец, к сфену присоединяется магнетит. Обычно появление магнетита происходит тогда, когда в породе в заметных количествах присутствуют микроклин, новообразованный мелкий гранобластовый кварц, а также новообразованный комплексно-сдвойникованный порфиروбластический плагиоклаз без антипертитов, т. е. при высокой степени перекристаллизации и мигматизации породы. Биотит при этом еще более резорбируется и становится темным, мутным, черно-коричневым по Ng со слабым желтовато-зеленоватым оттенком на плоскостях спайности. Некоторые разности гнейсов заметно эпидотизированы, серицитизированы и содержат хлорит. При этом иногда ранний плагиоклаз заметно серицитизирован, тогда как новообразованный плагиоклаз совершенно свежий. Акцессорные минералы — магнетит, сфен, апатит, ортит — присутствуют в единичных зернах и при мигматизации количество их не увеличивается, а скорее падает.

Биотитовые гнейсы образуют несколько мощных горизонтов, выдерживающихся по всей площади района (рис. 1), однако в пределах этих горизонтов они являются лишь доминирующим типом пород. Почти в каждом обнажении, сложенном биотит-плагиоклаз-кварцевыми гнейсами, обнаруживаются мелкие будины амфиболитов или при сильной перекристаллизации — остаточные скопления амфибола или слюды. Обычны также и мелкие прослои амфибол-биотитовых гнейсов.

Амфиболсодержащие гнейсы. Породы этой группы в пределах изученной территории по распространению несколько превосходят породы первой группы. Они также образуют несколько мощных горизонтов. Содержание амфибола (зеленой роговой обманки) сильно колеблется как за счет биотита, так и лейкократовых минералов. Составы амфиболсодержащих гнейсов меняются от амфибол-биотит-плагиоклаз-кварцевых до амфибол-плагиоклаз-кварцевых и амфибол-плагиоклазовых разностей. Последние представляют в сущности полевошпатовые амфиболиты.

Наиболее широко распространены как лейкократовые, так и меланократовые амфибол-биотит-кварцевые гнейсы. Разности, не содержащие биотита и находящиеся в обычном для района переслаивании с другими породами, весьма редки, если не считать амфиболитов, описываемых в двух следующих группах. Это обусловлено высокой степенью перекристаллизации пород, сопровождающейся локальной миграцией компонентов и интенсивной мигматизацией, особенно связанной с привнесением калия. В результате породы, макроскопически описываемые как меланократовые амфиболовые гнейсы, нередко в действительности содержат лишь отдельные сильно резорбированные зерна роговой обманки. Можно полагать, что амфиболсодержащие породы имели до мигматизации еще более широкое распространение.

Как правило, в биотит-амфиболовых гнейсах присутствует четкая полосчатость из-за наличия прослоев разной зернистости и разных соотношений главных минералов. В некоторых разностях, в частности в амфибол-плагиоклаз-кварцевых лейкократовых и мезократовых гнейсах, полосчатость, выраженная цепочками последовательно идущих зерен

роговой обманки, особенно резкая и тонкая. Здесь мощность темноцветных слоев равна среднему размеру зерен роговой обманки.

Устанавливаемый петрографически ход минералогических изменений в амфиболсодержащих гнейсах полностью подобен изменениям в безамфиболовых разностях. Ранние зеленые биотиты ($Ng=1.645-1.650$) со свойственной им тонкой сагенитовой решеткой через зеленовато-бурые разновидности ($Ng=1.650-1.658$) сменяются черно-бурыми ($Ng=1.66$) параллельно с нарастанием степени перекристаллизации и ростом содержания микроклина. Поскольку в группу объединены породы сильно варьирующего состава, содержание анортита в плагиоклазе также не постоянно и колеблется от 25% для наиболее кислых, богатых кварцем и биотитом разностей, до 40—45% в бескварцевых и почти не содержащих биотита породах. Как и в безамфиболовых гнейсах, в процессе перекристаллизации полисинтетические альбитовые двойники сменяются альбит-периклиновыми комплексами, а затем вновь альбитовыми и в единичных случаях карлсбадскими и манебахскими двойниками. Среди поздних альбитовых двойников часто встречаются простые двойники, в полисинтетических двойниках одна система развита интенсивнее другой и выступает как материнский индивид. Зеленая роговая обманка имеет $Ng=1.683-1.691$ и $Nr=1.664-1.668$. С ростом показателей преломления растет $-2V$, равный 60—70°. Показатели преломления и угол оптических осей возрастают у роговых обманок более основных разностей гнейсов, что, как устанавливается химически, связано с понижением ее магнезиальности и степени окисления железа. В процессе перекристаллизации состав роговой обманки также меняется, сопровождаясь ростом магнезиальности и понижением степени окисления железа.

Гранатсодержащие гнейсы. Эти гнейсы объединены в одну группу по присутствию граната. Они образуют один горизонт, протягивающийся через всю территорию района. В то же время по минералогическому и химическому составу это наиболее широко изменчивая группа пород, объединяющая гранатопые безкварцевые амфиболиты, гранат-амфиболовые и гранат-биотитовые, а также мусковит- и силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы.

Амфибол по своему составу и свойствам вполне аналогичен безгранатовым разностям. В амфиболитах гранат макроскопически бурый, тогда как в амфиболовых и биотитовых гнейсах более яркий, красный. В силлиманитовых гнейсах он бледный малиново-розовый. В этом направлении в гранате растет содержание альмандина от 58 до 82% и пироба от 10.5 до 14% с соответствующим снижением содержания спессартина, андрадита и гроссуляра, что сопровождается закономерным снижением радиуса элементарной ячейки от 11.57 до 11.536 Å (Л. П. Свириденко и др., 1969 г.).

Биотит в богатых темноцветными минералами разностях в отличие от безгранатовых гнейсов более густо окрашен и обычно желто-коричневый. При перекристаллизации и мигматизации он становится вначале зеленым, выделяя избыток титана в виде рутила и сфена, а затем черно-коричневым со слабым зеленоватым оттенком. В силлиманитовых разностях наиболее ранний биотит имеет зеленую окраску. Одновременно с гранатом и мусковитом появляется зеленоватый желто-коричневый биотит, тогда как при образовании силлиманита, сопровождаемого микроклином, появляется густоокрашенный (от темно-коричневого до черного) биотит, а более ранний распадается с образованием своеобразных мирмекитов. В других отношениях эволюция гранатсодержащих гнейсов при их перекристаллизации идентична с эволюцией остальных пород гнейсовой толщи.

Внутри горизонта отдельные разности гранатсодержащих гнейсов переслаиваются между собой и с безгранатовыми гнейсами в единой для всего района последовательности смены пород. Поскольку региональное зале-

гание пород характеризуется северо-западным простираанием и северо-восточным падением, структурно наиболее низкие члены разреза залегают в юго-западном контакте горизонта. Они представлены гранатовыми амфиболитами, которые в северо-восточном направлении сменяются гранат-биотит-амфиболовыми, гранат-биотитовыми и, наконец, глинозёмистыми гнейсами (рис. 2). Что касается соотношения мощностей, то меланократовые гранатовые амфиболиты и гранат-амфиболовые гнейсы имеют видимую мощность в пределах 300—400 м, тогда как мощность лейкократовой части вместе с переслаивающимися мусковит-биотитовыми и биотит-плагиоклаз-кварцевыми гнейсами не превышает 20—30 м.

П о л е в о ш п а т о в ы е и п и р о к с е н о в ы е а м ф и б о л и т ы. Характерными чертами амфиболитов, которые в то же время отличают их от пород других групп, являются: выдержанность химического состава, отсутствие кварца, значительно меньший средний размер зерен, однородность строения, нарушаемая лишь возникшей в ходе метаморфизма сланцеватостью и невыдержанной полосчатостью. Амфиболиты включены во все другие породы гнейсовой толщи с колебаниями мощностей от долей метра до первых десятков метров. Тела амфиболитов мощностью вплоть до первых метров наиболее обычны и неизменно разорваны, растащены на части в результате интенсивного будинажа. Вследствие этого они крайне плохо прослеживаются по простираанию и в пределах отдельных обнажений залегают в целом согласно с вмещающими породами. С уменьшением мощности кроме увеличения степени будинажа усиливается и степень перекристаллизации, так что маломощные тела амфиболитов содержат в лучшем случае лишь реликты пироксена. Кроме того уменьшается содержание темноцветных, появляется кварц и состав прогрессивно приближается к составу вмещающих пород. Исключение составляют лишь амфиболиты, образующие единое, в плане почти изометричное тело площадью не менее 2 км² на островах оз. Верхнее Куйто между дер. Вокнаволок и дер. Пиртигуба (Яшари и другие более мелкие). Это тело залегает в центральной части Вокнаволоцкой синформы (рис. 3) среди сильно мигматизированных гнейсов, вынутых в целом на СВ 60°, и замкнуто с трех сторон. Только на юго-запад вдоль общего простираания гнейсов оно находит свое продолжение в виде пластообразных тел амфиболитов мощностью до 30 м, развитых вдоль оз. Лемо и Ламмиаш вплоть до оз. Кенас. Несмотря на то что амфиболиты Яшари практически не захвачены мигматизацией, они содержат жилы гранитов и рассланцованы в северо-восточном направлении согласно с направлением складок гнейсов, которые (см. гл. II) в целом одновременны с мигматизацией. Пласты амфиболитов, геологически составляющие продолжение этого тела, в целом на юго-запад уменьшаются в мощности, все более будинируются и захватываются перекристаллизацией наравне с гнейсами.

Во всех этих амфиболитах почти постоянно присутствует моноклинный пироксен, который в наименее измененных разностях является преобладающим минералом. По мере возрастания степени перекристаллизации он остается лишь в виде амфиболизированных реликтов. Однако следует подчеркнуть, что амфибол, представленный зеленой роговой обманкой, не является полностью более поздним, чем пироксен, и вторичным по отношению к нему. Метаморфическая история этих пород значительно сложнее. Как показывает детальное изучение (глава III), пироксен и амфибол находятся в структурном равновесии между собой и с плагиоклазом и в значительной мере разновозрастны. Более того, метаморфическая история этих пород, устанавливаемые этапы и стадии формирования их современного облика и состава полностью соответствуют зафиксированному и доступному для изучения стадиям и этапам формирования других пород гнейсовой толщи.

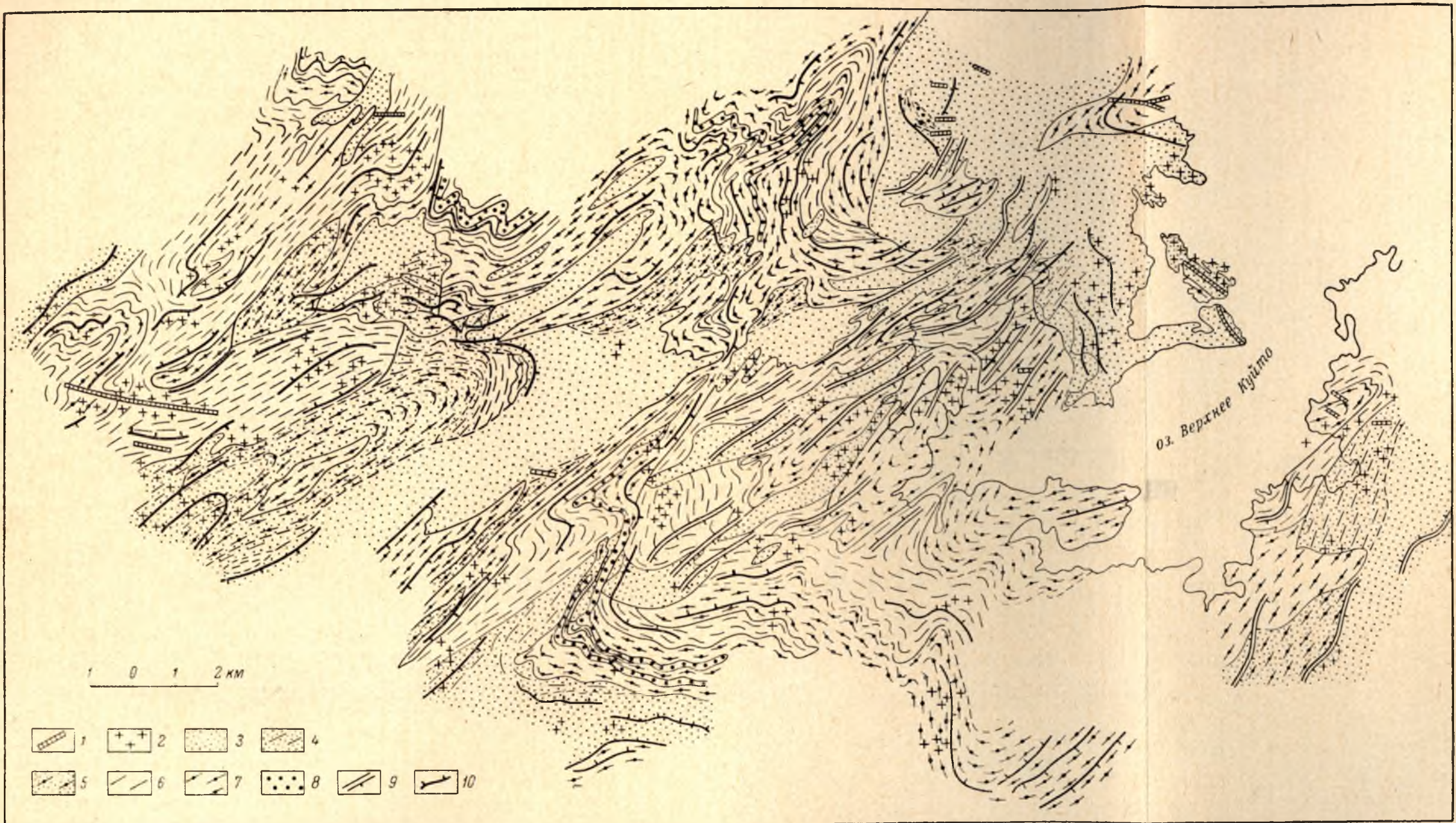


Рис. 1. Геологическая карта района Вокнаволок—Пиртигуба—Поньогуба—Судноозеро.

1 — дайки основных пород (диабазы, порфириды, габбро-диабазы); 2 — микроклиновые граниты, главным образом морионовые, и связанная с ними мигматизация; 3 — плагиоклазовые граниты и плагиогранито-гнейсы; 4 — мигматиты плагиогранитов с преобладанием в субстрате биотитовых гнейсов; 5 — мигматиты плагиогранитов с преобладанием в субстрате амфиболовых гнейсов; 6 — биотитовые плагиогнейсы частью амфибол-биотитовые гнейсы; 7 — биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 8 — гранатосодержащие гнейсы (гранат-амфиболовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные, силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы); 9 — обобщенное залегание метаморфической полосчатости второго этапа складчатости и частично переориентированной реликтовой слоистости; 10 — обобщенное залегание реликтовой слоистости и параллельных ей мигматитовой полосчатости и гнейсовидности.

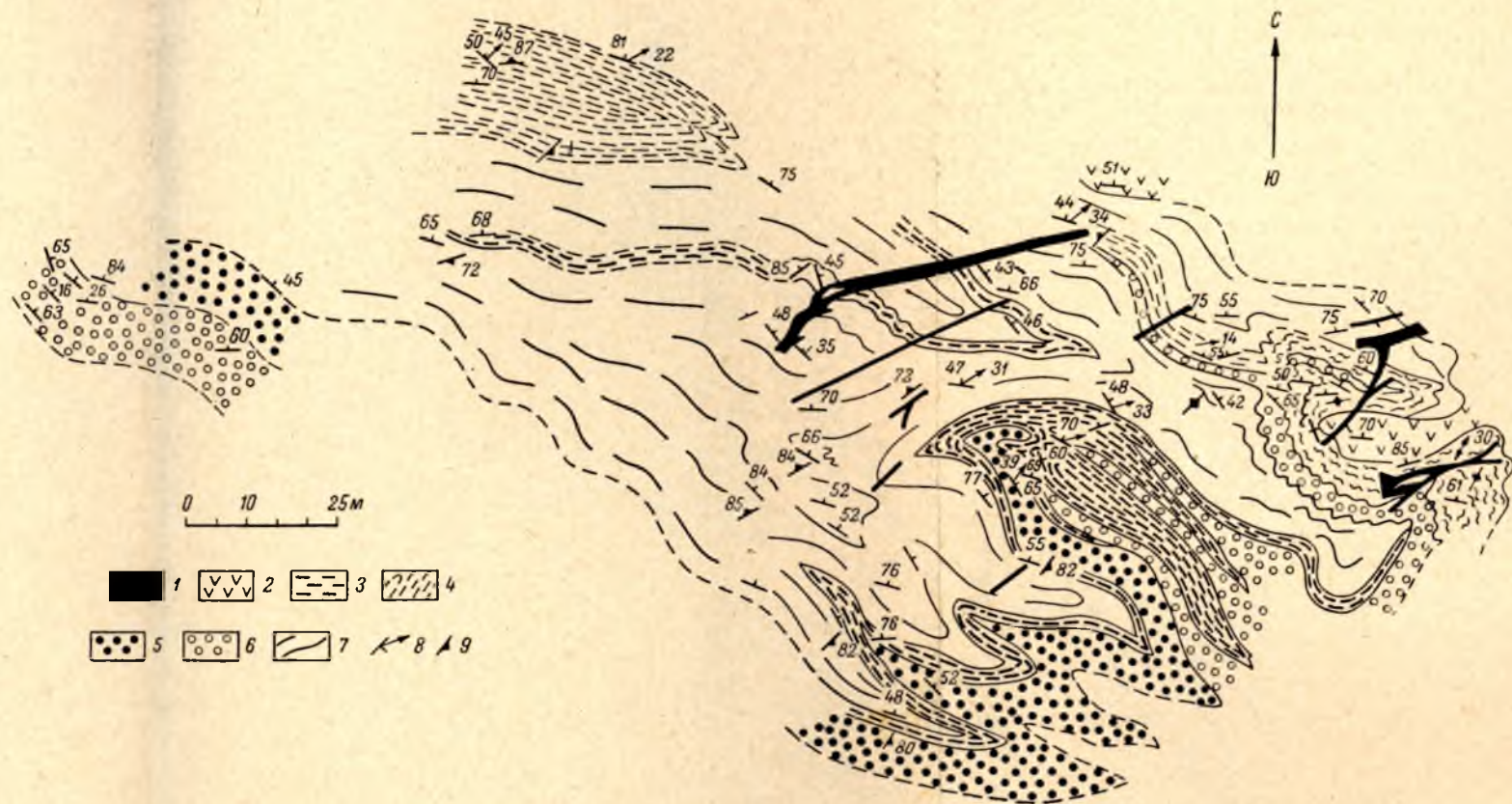


Рис. 2. Геологическое строение части южного крыла Вокनावолокской F_2 синформы. Деформированные F_1 складки.

1 — дайки гранодиоритов; 2 — амфиболиты; 3 — амфиболовые гнейсы; 4 — тонкое переслаивание биотитовых и амфиболовых гнейсов; 5 — гранат-амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 6 — гранат-биотитовые гнейсы; 7 — биотитовые гнейсы; 8 — залегание реликтовой слоистости и совпадающей с ней мигматитовой полосчатости вместе с ориентировкой линейности; 9 — залегание наложенной сланцеватости и гнейсовидности.

Таким образом, гнейсовая толща, за исключением пироксенсодержащих амфиболитов, сложена стратифицированными суперкрустальными образованиями. Сложное и разнопорядковое чередование пород разного состава и строения является результатом первоначального слоистого строения толщи. Процессы метаморфизма, мигматизации и перекристаллизации пород толщи, сопровождаемые локальным перераспределением компонентов, вызвали преобразование слоистости с превращением ее в полосчатость и в определенной мере стерли первично-осадочные границы. Однако метаморфизм уничтожил преимущественно границы наименьшего

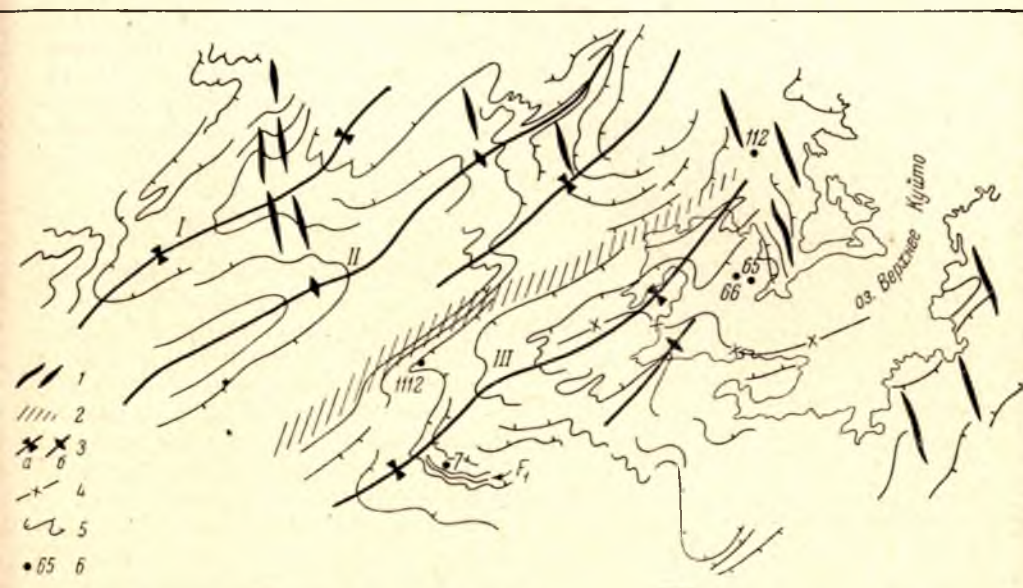


Рис. 3. Структурная схема района.

1 — участки основного развития и направление тектонических структур F_2 ; 2 — зона тектонических нарушений, бластомилонитизации, катаклаза и интенсивного диафтореза, заложенная в ранние стадии F_2 ; 3 — осевые поверхности главных синформных (а) и антиформных (б) складок, сформировавшихся к концу F_2' ; 1 — Судноозерская синформа, II — Поньгогубская антиформа, III — Вокнаволоцкая синформа; 4 — осевая поверхность предполагаемой синформной F_1' складки; 5 — обобщенное залегание слоистости и мигматитовой полосчатости; 6 — места взятия и номера образцов. F_1 на схеме — складка F_1 в южном крыле Вокнаволоцкой синформы.

порядка, разделявшие слои мощностью в несколько сантиметров. О былом существовании тонкой слоистости во всех суперкрустальных породах свидетельствуют лишь отдельные реликты, сохранившиеся либо в участках, слабо затронутых мигматизацией, либо благодаря своей особенно резкой гетерогенности, как например упоминавшаяся тонкая полосчатость амфиболовых гнейсов.

Более крупные границы, разделяющие пласты мощностью до нескольких метров, сохранились почти по всей территории района. Они в значительной мере уничтожены или сильно затусованы, когда отделяют пласты близкого состава, например отдельные пласты биотитовых гнейсов внутри выделенных на рис. 1 горизонтов. Эти границы уничтожены также и в отдельных участках, зонах интенсивной перекристаллизации, секущих и накладываются на первоначально слоистое строение. В результате образуются однородные, обычно крупнозернистые и порфиروبластические гранито-, гранодиорито- и диорито-гнейсы в зависимости от состава пород субстрата. Поэтому наиболее крупные границы оказывается возможным провести даже в таких полностью перекристаллизованных породах.

Особенно четкая слоистость с мощностью слоев от 10 см до 1 м свойственна породам горизонта гранатосодержащих гнейсов. В ряде обнажений при этом устанавливается ритмичное чередование слоев и ритмичное строение пакетов. Рассмотрим один пример. В обн. 1002/6, расположенном южнее оз. Кенас в южном крыле Вокнаволоковской синформы, строение которого приведено на рис. 2, при общем залегании пород СЗ 300° , СВ $\angle 67^\circ$ на сильно слюдястые крупночешуйчатые биотитовые гнейсы налегают также богатые слюдой мелкозернистые порфиробластические гранат-биотитовые гнейсы видимой мощностью около 3 м (рис. 4). Размер зерен граната достигает 2 см. Далее на них с резкой границей налегает пласт мощностью около 1,5 м, начинающийся светло-серыми биотит-плагиоклаз-кварцевыми гнейсами (80—90 см), постепенно обогащающимися слюдой и переходящими

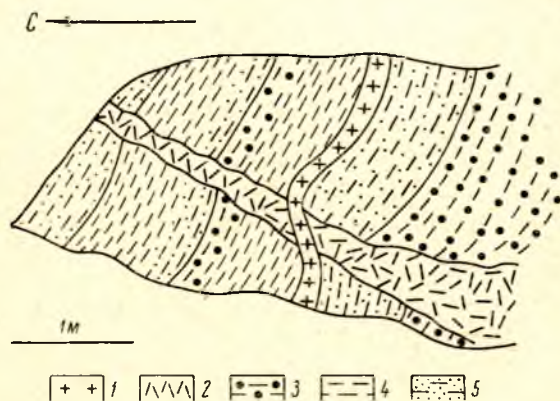


Рис. 4. Реликтовая ритмичная слоистость гнейсов. 1 — гранодиорит; 2 — плагиопегматит; 3 — гранат-биотитовый гнейс; 4 — слюдястый биотитовый гнейс; 5 — лейкократовый лептитовидный биотитовый гнейс.

к типичным особенностям ритмичной слоистости. В данном случае направление роста ритмов оказывается северо-восточным и стратиграфическая последовательность напластования совпадает с наблюдаемым наложением одних пород на другие, т. е. со структурной последовательностью.

В других обнажениях на этом же участке устанавливается приуроченность к верхним частям ритмичных пакетов гранат-амфибол-биотитовых гнейсов, а к основанию — песчаниковидных, светлых, слегка желтоватых или серебристых мусковитсодержащих гнейсов.

Использование определений роста макроритмов для установления общей стратиграфической последовательности весьма затруднено из-за наличия сжатых изоклинальных складок первой генерации (см. гл. II). Но, с другой стороны, строение макроритмов оказывается подобным асимметричному строению горизонта. Поэтому если допустить, что направление закономерной смены пород, установленное для макроритмов, идентично с направлением смены пород в мегаритме, каковым может рассматриваться весь горизонт гранатосодержащих гнейсов, гранат-амфиболовые гнейсы и амфиболиты являются стратиграфически более высокими, чем лейкократовые глиноземистые гнейсы, хотя они структурно являются подстилающими. Таким образом, вполне вероятно, что породы горизонта гранатосодержащих гнейсов образуют единый ритм с юго-западным направлением смены более древних пород молодыми. Если это так, то породы гнейсовой толщи, залегающие к западу и югу от горизонта, являются более молодыми, чем залегающие к северо-востоку от него.

мися слюдой и переходящими в темно-серый сланцевидный гранатосодержащий мелкозернистый гнейс. Следующий пласт имеет мощность около 40 см. Он сложен биотитовыми гнейсами, вначале светло-серыми, с резкой границей налегающими на темные гранатосодержащие гнейсы предыдущего пласта и затем плавно переходящими в буровато-серый мелкозернистый биотитовый гнейс.

Резкие границы, отделяющие один пласт (пакет) от другого с одним и тем же порядком плавной смены пород внутри пласта, относятся

ГРАНИТОИДЫ

Более половины изученной территории сложено гни-тами, гнейсо-гранитами, неяснополосчатыми и тeneвыми мигматитами гранитного состава. Эти породы характеризуются большим разнообразием химического и минералогического состава, имеют разное происхождение, возраст, условия залегания и распространения. Изучение взаимоотношений этих пород с породами гнейсовой толщи, друг с другом и разновозрастными тектоническими структурами позволило установить общую последовательность их формирования и выделить отдельные возрастные группы гранитоидов, различающиеся как условиями залегания и распространения, так и химическим и минералогическим составом.

Плагииграниты — плагиигранито-гнейсы. Наиболее ранними являются интрузии плагиигранитов и связанные с ними послонные и тeneвые мигматиты, представленные плагиигранито-, гранодиорито- и диорито-гнейсами, состав которых определяется составом пород субстрата. Они образуют единую плагиигранитную серию, наиболее развитую в центральной части района (рис. 1). Для залегания пород серии свойственна вытянутость в виде мощных полос северо-восточного (в среднем СВ 60—70°) направления, вполне согласных с направлением осевых поверхностей F_2 складок, доминирующих в районе, и с залеганием гнейсов в крыльях складок. Строеие этих полос резко гетерогенное. В обнажениях и образцах сохраняются многочисленные, в разной степени переработанные реликты гнейсов — от расплывчатых пятен до крупных блоков. По этой причине однородные гранитные разности не занимают больших участков. С другой стороны, в породах серии постоянно развита четкая плоскопараллельная ориентировка всех минералов, обуславливающая гнейсовый характер макростроения. Таким образом, породы плагиигранитной серии представлены плагииомигматитами, гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами, не имеющими резких геологических границ. Насыщенность останками вмещающих пород и доминирующее развитие гранитного материала вдоль слоистости предопределяет общую конформность строения полос гнейсо-гранитов и гранитных мигматитов со строением вмещающих пород. Эта конформность еще более усиливается вследствие интенсивного проявления тектонических движений, более поздних, чем формирование плагиигранитов. В результате этих движений плагиигнейсо-граниты сминаются в складки, расщепываются, огнейсовываются и катаклазируются.

Наиболее чистые, лишнные примеси субстрата и не испытывшие более поздней мигматизации (калишпатизации) разности плагиигранитов представляют собой среднезернистые, часто заметно порфировидные породы, окраска которых меняется от светло-серой, белесой до темно-серой в зависимости от цвета плагииоклаза и в меньшей мере кварца. Как правило, в порфировидных разностях крупные зерна плагииоклаза имеют темную окраску в отличие от светлого плагииоклаза основной массы. Окраска кварца также заметно меняется: от белой и светло-серой до ярко-голубой и сиреневой. Как правило, содержание слюды не превышает 5%, более меланократовые разности содержат ее до 10%. Для плагиигранитов, образующих маломощные жилы и согласные зоны в амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсах, свойственно резкое порфировидное строение и темный, доходящий до черного, цвет плагииоклаза. В них постоянно присутствуют также крупные широкопризматические зерна роговой обманки.

Полевые наблюдения показывают, что плагииграниты района не являются одноактно сформировавшимися. В районе дер. Пиртигуба и вдоль всей юго-восточной границы изученного района развиты темно-серые,

резко огнейсованные, слюдистые, иногда с мелкими зернами амфибола, порфириовидные плагиограниты с бурым прозрачным кварцем. В районе дер. Пиртигуба граниты образуют ряд жил с резкими контактами среди амфиболитов и амфиболовых гнейсов, хотя гнейсовидность гранитов согласна со слоистостью и ранней сланцеватостью гнейсов. Как и гнейсы, они имеют запад-северо-западное простирание и северо-восточное падение, образуя ряд пластинообразных тел. Эти довольно меланократовые плагиограниты в свою очередь содержат согласные и изредка секущие жилы светло-серых аляскитовых плагиогранитов с белым и голубым кварцем (рис. 5), которые представляют наиболее обычный тип плагиогранитов, широко развитый по всей территории района.

Плагиограниты юго-восточной части района также содержат жилы лейкократовых аляскитовых разностей с голубым кварцем. Во всех обнажениях они очень выдержаны по составу и строению и сильно огнейсованы.

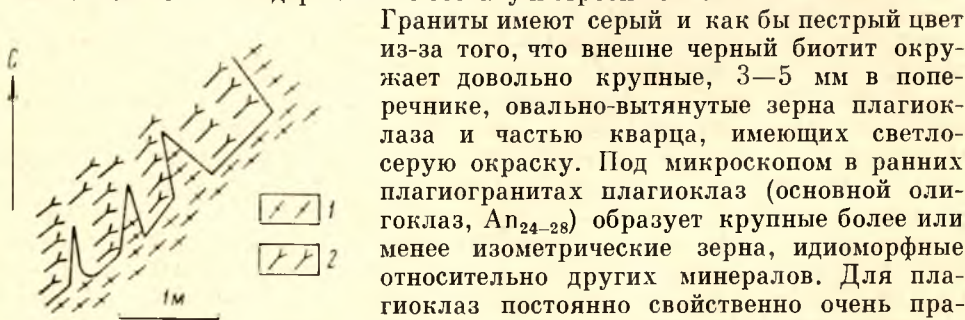


Рис. 5. Контакт темно-серого слюдистого плагиогранита (2) с лейкократовым плагиогранитом (1).

Граниты имеют серый и как бы пестрый цвет из-за того, что внешне черный биотит окружает довольно крупные, 3—5 мм в поперечнике, овально-вытянутые зерна плагиоклаза и частью кварца, имеющих светло-серую окраску. Под микроскопом в ранних плагиогранитах плагиоклаз (основной олигоклаз, An_{24-28}) образует крупные более или менее изометрические зерна, идиоморфные относительно других минералов. Для плагиоклаза постоянно свойственно очень правильное и выдержанное полисинтетическое двойникование со строго параллельными двойниковыми швами, разделяющими индивидуальности равной ширины (примерно 0.002 см). Даже в наименее измененных разностях плагиоклаз содержит криптоантипертиты, количество и размер которых увеличивается с перекристаллизацией. Кварц также образует крупные зерна, удлиненные по гнейсовидности, но с более неправильными контурами. Биотит в наименее измененных разностях темный, густо-коричневый, с оливковым оттенком. Биотит хотя и ксеноморфен, но иногда включен в плагиоклаз и содержит включения второстепенных минералов: апатита, титаномагнетита, сфена и ортита (перечислены в порядке относительного развития в породе). Титаномагнетит и сфен являются не только ранними, но и вторичными минералами, образующимися при распаде твердого раствора (рутил, сфен) и дальнейшем разложении слюды в ходе позднейшей перекристаллизации и микроклинизации плагиогранитов. Как правило, титаномагнетит преобладает над сфеном в составе ранних фаз и последний обрастает титаномагнетитом, бронируя его.

При вторичном образовании рудных минералов преобладает сфен, который в начале процесса разложения биотита является единственным. В дальнейшем сфен сменяется магнетитом. В некоторых случаях, однако, сфен и в составе ранних рудных выделений развит предпочтительнее титаномагнетита, хотя по-прежнему несколько позднее его. В таких разностях биотит имеет зеленую окраску, так как раннее связывание основной массы титана в рудных минералах обуславливает пониженное содержание его в слюде и соответственно появление зеленой окраски. Совершенно отчетливо устанавливается прямая зависимость между количеством биотита и ранних рудных минералов. Напротив, содержание биотита находится в обратной зависимости относительно вторичных рудных минералов.

В амфиболсодержащих разностях содержание рудных и апатита наиболее высокое, а роговая обманка присутствует в участках их предпочтительной концентрации. Что касается лейкократовых более поздних плагиогранитов, то состав, взаимоотношения и морфологические особенности минералов вполне идентичны ранним плагиогранитам. Уменьшается лишь количество рудных минералов и биотита. Наиболее яркое морфологическое отличие заключается, однако, в ином характере биотита. В наименее измененных разностях биотит довольно светлый, грязновато-зеленый ($Ng=1.65-1.662$), но с развитой сагенитовой решеткой рутила, который в начальные стадии перекристаллизации сменяется сфеном. Как и в безамфиболовых гнейсах, в процессе перекристаллизации ранние зеленые биотиты сменяются буро-зелеными ($Ng=1.644-1.650$) с выделением сфена, а затем бурыми и черно-коричневыми ($Ng=1.650-1.656$). Образование последних сопровождается общей резорбцией биотита и выделением магнетита. Мельчайшие выделения магнетита, обуславливающие почернение слюды, обособляются в мелкие, заметные под микроскопом включения и, наконец, в самостоятельные зерна.

Если сопоставить петрографические данные о строении горных пород, то обращает на себя внимание качественная, а в случае близости валовых химических составов и количественная идентичность строения плагиогранитов и гнейсов. Наименее измененные разности тех и других содержат одинаковый по морфологии и характеру двойников плагиоклаз, вполне одинаковый зеленый биотит с сагенитовой решеткой, одни и те же акцессории и в одинаковых соотношениях. Эти наиболее ранние наблюдаемые фазы испытывают в дальнейшем идентичные преобразования. Таким образом, можно заключить, что, во-первых, либо «доплагиогранитное» состояние в гнейсах в ходе формирования плагиогранитов было полностью стерто, либо образование плагиогранитов происходило при отсутствии сколько-нибудь заметных различий в температуре, давлении и потенциалах главных компонентов между ними и вмещающими породами. Тот факт, что в разных частях района в гнейсах присутствуют четкие и нередко достаточно тонкие черты первично-осадочного строения, сохраняющиеся даже при развитии плагиогранитов и плагиомигматитов в соседних выходах, говорит в пользу второго предположения. Следует учесть также, что эти черты сохраняются и при наложении последующей мигматизации. Во-вторых, наблюдаемые преобразования состава и внутреннего строения минералов отражают характер процессов более поздних, чем образование плагиогранитов, и, в частности, характеризуют условия, существовавшие во время формирования существенно микроклиновых гранитов.

Гранодиориты. Более молодыми, чем плагиограниты, являются малые интрузии и дайковые тела гранодиоритов, приуроченные к осевой части Вокनावолокской синформы (рис. 2, 3) в ее юго-западной части, где они развиты в полосе шириной около 3 км и длиной до 6 км. Система крутопадающих дайковых тел гранодиоритов неизменно приурочена к зонам скалывания—скольжения вдоль сорванных крыльев и осевых поверхностей мелких складок шириной от 2—3 м до 10—15 м, ориентированных на СВ 50—60° (рис. 6, 7, 8). Мощности отдельных даек колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Макроскопически гранодиориты представляют собой темно-серую и серую, слегка зеленоватую, мелкозернистую, а в центральных частях наиболее мощных даек среднезернистую, довольно слюдистую породу с четкой плоскопараллельной ориентировкой слюды. В среднезернистых гранодиоритах центральных частей крупных даек светло-серый плагиоклаз хорошо обособлен в виде идиоморфных вытянутых табличек, а содержание слюды здесь понижено. В гранодиоритах встречаются ксе-

нолиты непосредственно вмещающих пород, которые на горизонтальной поверхности обнажений не обнаруживают признаков перемещения. Показательны в этом отношении ксенолиты плагиопегматитов, цепочки которых протягиваются по прямой линии через пересекаемую жилу.

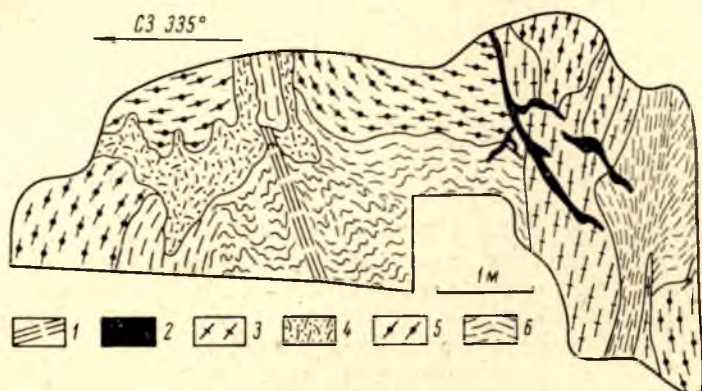


Рис. 6. Дайка гранодиоритов в гнейсах.

1 — зона скалывания F_2''' ; 2 — кварцевые жилы; 3 — гранодиорит; 4 — пегматит; 5 — амфибол-биотитовый гнейс; 6 — биотитовый гнейс

В то же время эти ксенолиты заметно резорбированы и растворены. Ксенолиты пород основного состава в наибольшей степени подвержены резорбции, растворению и контактовым изменениям с образованием слюистых реакционных кайм вокруг них.

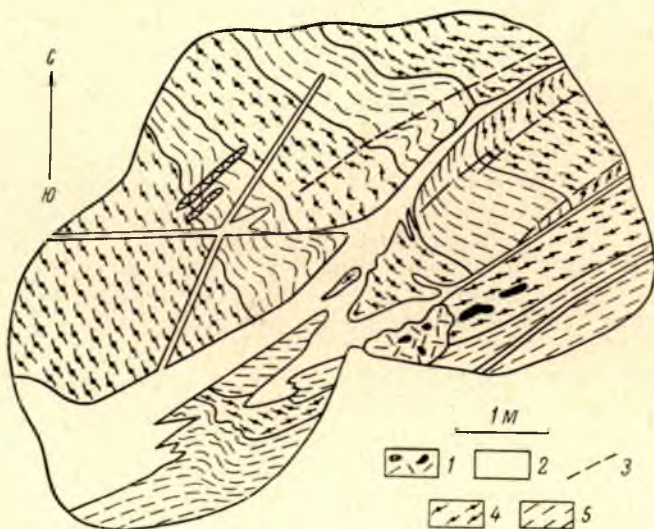


Рис. 7. Взаимоотношение гранодиоритов с F_2 складками.

1 — эпидот-кварцевые жилы; 2 — гранодиорит; 3 — мелкие смещения, согласные с осевыми поверхностями складок; 4 — амфибол-биотитовый гнейс; 5 — биотитовый гнейс.

Под микроскопом гранодиориты весьма напоминают плагиограниты. Ранний плагиоклаз также полисинтетически сдвойникован и идиоморфен. Бiotит грязно-зеленый, нередко с решеткой рутила. Содержание биотита, а также титаномагнетита и сфена, образующих крупные зерна, заметно более высокое, чем в плагиогранитах. Сфен обрастает титаномагнетитом,

но в то же время наблюдаются случаи образования им вполне идиоморфных зерен. Повышено также содержание апатита, обычен ортит. Эти минералы в некоторых шлифах образуют тонкие прожилки-просечки и постоянно обнаруживаются макроскопически как бурые, сильно обохренные и выщелоченные пятна размером 0.5—2 мм. Можно отметить также, что хотя плагиоклаз гранодиоритов и плагиогранитов морфологически идентичен, однако в некоторых шлифах гранодиоритов степень его двойникования выражена слабее. Кроме того, некоторые полисинтетические двойники обнаруживают четкое разделение на материнские и дочерние индивиды. Эти особенности устанавливаются в наименее перекристаллизованных разностях.



Рис. 8. Складка F_2 , осложненная срываами, залеченными гранодиоритами.

В северо-восточном направлении вдоль осевой части Вокनावолокской синформы быстро нарастает степень мигматизации, связанная с формированием более молодых существенно микроклиновых гранитов. Дайковые тела гранодиоритов испытывают особенно быстрое изменение состава и облика и становятся неотличимыми от многочисленных жил гранитов. Возможно, по этой причине они не были обнаружены в центральной части синформы в районе дер. Вокनावолок—Пиртигуба.

Микроклин-плагиоклазовые граниты. Розовые, лейкократовые, резко гнейсовидные, часто аплитовидные микроклин-плагиоклазовые граниты также образуют систему мелких жилообразных и дайковых тел, вытянутых на северо-восток и отчетливо тяготеющих к мощной зоне скольжения, приуроченной к северо-западному крылу Вокनावолокской синформы (рис. 3). Мощность отдельных тел гранитов, вытянутых на СВ 50—60° согласно с простираанием зоны, не превышает 100 м. С телами гранитов ассоциируют жилы плагиопегматитов, которыми нередко бывают сложены также центральные части крупных тел гранитов. В восточной части зоны на горе Малековара граниты местами очень резко осланцованы, залегание сланцеватости меняется от СВ 8° до СВ 35° с падением на юго-запад от 25 до 70°. Одновременно в гранитах развивается четкая плитчатая отдельность. В отсутствии наложенного осланцевания зерна полевого шпата и слюды образуют плоскопараллельную текстуру

с простиранием на СВ 50—60° и крутым северо-западным падением. В других частях района, за пределами указанной зоны, розовые микроклин-плагиоклазовые граниты с голубым кварцем были встречены только на западном берегу оз. Судно, где они также образуют вытянутое на северо-восток тело.

По своему облику и петрографическим особенностям рассматриваемые граниты являются переходными между плагиоклазовыми и более поздними существенно микроклиновыми гранитами. Им свойствен крупный идиоморфный плагиоклаз с полисинтетическими двойниками, однако отдельные зерна или их части лишены двойников. Микроклин образует овальные мелкие зерна, более поздние, чем плагиоклаз. Биотит грязновато-зеленый или буро-зеленый с явными признаками разложения и с выделениями сфена. В породе очень много эпидота, развитие которого сопровождается серицитом и серицитизацией плагиоклаза. Присутствуют также хлорит и отдельные зерна карбоната. В одном из шлифов с горы Малековара был встречен широкопризматический, светло-зеленый, слегка голубоватый амфибол. Рудные минералы отсутствуют.

Тела микроклин-плагиоклазовых гранитов в отличие от гранодиоритов имеют значительные зоны бокового изменения пород, в которых развиваются пятна, шлиры и жилы пегматоидного материала. С другой стороны, хотя их тела развиты локально, с образованием этих гранитов связана заметная мигматизация более древних пород.

При мигматизации развиваются те же черты облика пород, которые свойственны самим гранитам: появляется светлая кремовая и розовая окраска полевого шпата, но сохраняется голубой кварц, развивается эпидот и иногда появляются пятна амфибола. При интенсивной переработке с образованием теневых мигматит-гранитов кварц становится светло-серым. Под микроскопом устанавливается, что при этом появляются мелкие зерна микроклина и гранобластового кварца, которые образуют тонкие ветвящиеся прожилки между зернами раннего плагиоклаза. С усилением переработки размер зерен новообразованного кварца и микроклина увеличивается и ранние минералы — кварц и плагиоклаз — сохраняются в виде островков. С началом мигматизации в плагиоклазе появляются криптоантипертиты и по мере ее развития прогрессивно исчезает двойниковое строение. В то же время сохраняется зеленая окраска сфенсодержащего биотита, однако он резорбируется и разъедается. При особенно сильной эпидотизации плагиоклаз серицитизируется, а биотит разлагается с образованием сфена и мусковита.

Мигматиты микроклин-плагиоклазовых гранитов обычны в юго-западной и крайней западной частях района: к юго-западу от оз. Судно (р. Вуюкин, оз. Витче), к юго-западу от западной оконечности оз. Марья-Шелека вплоть до дороги Вокнаволоко—Ладвозеро. В восточном направлении область их развития резко суживается и сходится как бы треугольником к восточной оконечности оз. Марья-Шелека, где ширина полосы этих мигматитов не превышает 1 км. Мигматиты этого типа были встречены также в ряде обнажений по северному берегу оз. Верхнее Куйто между Вокнаволоком и Пиртигубой. В других частях района они отсутствуют. Расширение области мигматизации на запад-юго-запад сопровождается возрастанием ее интенсивности, образованием палевых и розовых теневых мигматитов и мигматит-гранитов с пятнами эпидотизированного амфибола, светло-серым кварцем и расплывчатыми реликтами биотитовых гнейсов, плагиогранитов и биотит-амфиболовых гнейсов или гранито- и гранодиорито-гнейсов. Таким образом, малые тела гранитов, приуроченные к зоне тектонического скольжения, располагаются в целом на окончании зоны мигматизации. Напротив, судя по маршрутам, проведенным к за-

паду от оз. Судно, можно предполагать, что западнее изученного района обширные площади заняты довольно однородными микроклин-плагиоклазовыми лейкократовыми светло-розовыми гранитами со светло-серым кварцем.

Микроклиновые граниты. Более молодыми являются разнообразные существенно микроклиновые граниты, которые также вполне отчетливо подразделяются на собственно граниты и зоны мигматизации высокой интенсивности с образованием полосчатых, сетчатых и теневых мигматитов и гранито-гнейсов. Собственно граниты в пределах района не образуют крупных массивов и залегают в виде жил различного направления, состава и мощности, не превышающей первых метров. Изучение взаимоотношений этих жил с разновозрастными тектоническими структурами и друг с другом свидетельствует о весьма длительном их формировании, сопровождавшемся вполне отчетливой эволюцией состава и строения гранитов во времени. Вместе с тем все эти граниты связаны друг с другом вполне непрерывными переходами и объединяются в единую изверженную серию.

Как правило, все они имеют красные тона окраски, которая меняется от розовато-серой у более ранних плагиомикроклиновых гранитов до густой кирпично-красной, свойственной наиболее поздним микроклиновым порфиоровидным гранитам. В этом же направлении меняется и окраска кварца от прозрачного желтовато-коричневого раух-топаза до черного мориона. Наиболее ранние разновидности гранитов более мелко- и равномерно-зернисты, богаче слюдой, изредка содержат просечки вторичного гематита, окрашивающего кварц в красный цвет, тогда как наиболее поздние дериваты крупно- и грубозернисты, редко порфиоровидны, «рапакиви-подобны» и содержат очень немного слюды, зато нередко несут скопления и сегрегации магнетита. В слабо порфиоровидных ранних плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитах идиоморфный полевой шпат нередко имеет темно-серую окраску в центре зерен и светло-серую или розовую по периферии и трещинкам. Он представлен как микроклином, так и почти несдвойникованным альбитом (An_{4-10}) с криптоантипертитам. В наиболее поздних, рапакиви-подобных, резко порфиоровидных гранитах полевой шпат представлен решетчатым пертитовым микроклином. При микроскопическом изучении устанавливается, что отсутствие двойников у плагиоклаза с заметным его корродированием и замещением, обилие антипертитов, равно как и пертитов в порфиоровидных зернах микроклина, представляет собой общую черту для всех гранитов группы. Наконец, не менее яркой общей чертой является корродированный характер биотита, имеющего темно-коричневую, почти черную окраску. Корродирование и разложение биотита сопровождается выделением сфена и магнетита, а в поздних разновидностях — одного магнетита. В то же время в основной массе сфен отсутствует. Столь типичный для плагиогранитов апатит также не характерен.

Мигматизация, сопровождающая формированием гранитов, за исключением наиболее поздних рапакиви-подобных жил, развита весьма неравномерно, хотя и охватывает весь район. Участки интенсивной мигматизации (рис. 1) в плане напоминают сетку из двух перекрестных направлений. Несколько преобладающим является северо-восточное (СВ 40—50°) направление, второе направление субмеридионально (СЗ 340—350°). Эти два направления мигматизации следуют направлениям разновозрастных тектонических структур, а изучение возрастных отношений мигматизации с деформацией показывает, что оба процесса протекали вполне одновременно (гл. II). Особенно интенсивная мигматизация проявилась в зоне дер. Пиртигуба—Вокнаволок—оз. Кенас с постепенным затуханием к юго-западу. Характер ее иллюстрируется рис. 9. Вторым участком очень



сильной мигматизации является северо-восточная часть оз. Судно. Мигматиты плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов, кроме того, почти повсеместно развиты к западу и особенно к юго-западу от оз. Судно (р. Вуокин, оз. Витче). Пик мигматизации, определяемый по отношению к разновозрастным тектоническим структурам, приходится на разное время, так что в направлении на запад и северо-запад мигматизация оказывается синхронной со все более поздними фазами тектонических движений.

При мигматизации в породах субстрата развиваются те же минералогические особенности, которые свойственны самим гранитам. С другой сто-

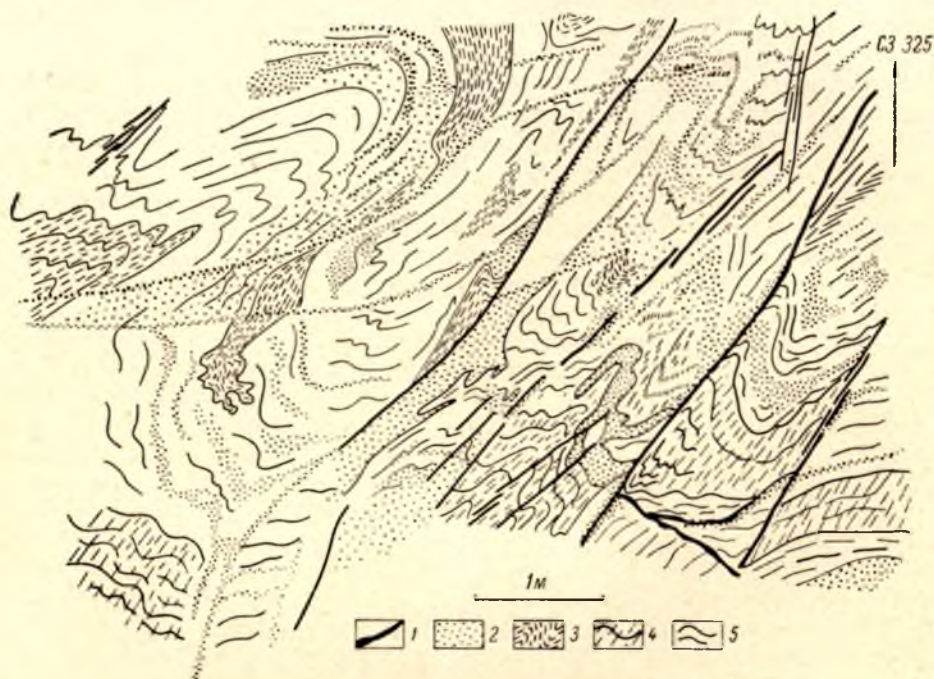


Рис. 9. Мигматиты микроклиновых морионовых гранитов.

1 — зоны скалывания—скольжения F_1 ; 2 — гранитный материал; 3 — участки гнейсов, обогащенные слюдой; 4 — сланцеватость S_1 ; 5 — реликтовая полосчатость.

роны, они однотипны как в гнейсах и плагиогранитах, так и в амфиболитах. В начальной стадии изменения в плагиоклазе начинают исчезать двойники и в отдельных зернах появляются криптоантипертиты распада. Кварц, образующий крупные зерна, также становится неоднородным, в нем начинают появляться отдельные блоки и зоны, несколько обособленные по оптической ориентировке. Однако темноцветные еще не изменяются. В дальнейшем происходит усиление мозаично-блокового строения кварца, антипертиты несколько укрупняются, в них становится заметным микродвойникование, в плагиоклазе начинает развиваться новая система двойников, обычно комплексная альбит-периклиновая. Одновременно появляется новообразованный, вначале сравнительно мелкий, а затем становящийся порфиробластическим комплексно-сдвойникованный плагиоклаз. По мере роста происходит усложнение двойников вследствие наложения поздних генераций на ранние. В конечном счете в породе остается небольшое количество перекристаллизованного раннего плагиоклаза, зерна которого характеризуются весьма сложной историей двойникования; преобладают свежие порфиробласты также со сложными неоднакратно

сформированными двойниками и в той или иной мере развиваются наиболее поздние мелкие, полисинтетически сдвойникованные, с широкими пластинками, иногда с простыми двойниками зерна плагиоклаза. Ранний, также сильно перекристаллизованный кварц представляет собой мозаику различающихся по оптической ориентировке и четко обособленных поверхностями раздела субзерен, сохраняющихся среди новообразованного гранобластового кварца. Наиболее крупные зерна последнего (с наибольшей длительностью роста) также начинают распадаться.

Обычно вслед за новообразованным плагиоклазом появляется микроклин, количество и размер зерен которого затем возрастают, что сопровождается укрупнением антиперитов в раннем плагиоклазе и их переходом в новообразования решетчатого микроклина внутри плагиоклаза. В новообразованном плагиоклазе антипертиты образуются крайне редко. Биотит начинает испытывать заметные изменения лишь при довольно высокой степени изменения пород. Нередко он сохраняет зеленую окраску и сагенитовую решетку даже тогда, когда в породе много микроклина, новообразованного комплексно-сдвойникового плагиоклаза и в раннем плагиоклазе присутствуют микроклин-антипертиты. Первоначально в биотите исчезает рутиловая решетка, затем появляются обильные выделения сфена, к которому далее присоединяется магнетит. Лишь с появлением последнего начинает заметно меняться окраска слюды. Биотит теряет свою прозрачность, становится мутным, темным кофейно-коричневым. Только на спайных пластинках сохраняются слабые желтовато-зеленоватые дополнительные тона. Изменение биотита сопровождается как его разложением с общим уменьшением содержания, так и формированием нового биотита. Последний, как правило, имеет ту же окраску, что и реликтовый перекристаллизованный, и образуется рядом или внутри него. В результате для мигматитов оказываются свойственными своеобразные скопления — прорастания зерен биотита, когда при одной системе спайных границ разделяемые ими индивиды имеют разную оптическую ориентировку. Заметные различия между реликтовым и новообразованным биотитом устанавливаются обычно тогда, когда последний приурочен к прожилковидным кварц-микроклиновым зонам. Этот биотит всегда бывает гуще окрашен. Новообразованный биотит иногда образует венчики из агрегата очень мелких зерен вокруг магнетита, раннего сфена и биотита.

Что касается рудных минералов, то уже на начальных стадиях мигматизации их количество заметно падает. Первым исчезает титаномagnetит, несколько позже сфен, а в интенсивно мигматизированных породах (гранито-гнейсах и теневых мигматитах) рудные минералы, за исключением единичных мелких зерен магнетита, практически отсутствуют.

Таким образом, начальные стадии рассматриваемой мигматизации вполне идентичны с теми изменениями, которые сопровождают мигматизацию, связанную с микроклин-плагиоклазовыми гранитами. Однако в целом она заходит значительно дальше и вызывает более радикальное преобразование строения, в особенности состава пород субстрата. Разная степень минералого-химического изменения в этих двух случаях может быть следствием различия температуры и давления, но вместе с тем очевидно, что состав существенно микроклиновых гранитов значительно больше расходится с составом гнейсов, мигматизированных в ходе формирования плагиогранитов, чем состав микроклин-плагиоклазовых гранитов. Вследствие этого мигматизация протекает в условиях больших градиентов потенциалов элементов, особенно щелочей, железа, титана и магния.

Общая последовательность формирования гранитоидов и отклонения от нее. Приведенные дан-

ные о последовательности формирования гранитоидов свидетельствуют, что в изученном районе четко выдерживается единая последовательность смены состава гранитов — от существенно натровых к калиевым, в соответствии с чем гранитоиды могут быть разделены на две разновозрастные серии. Такая эволюция составов гранитоидов во времени представляет собой характернейшую черту развития кислого магматизма орогенических цепей, и данный район не составляет исключения. Обе серии гранитоидов образуют единый и вполне непрерывный ряд, и крайние члены последовательности связаны между собой цепочкой промежуточных. Вместе с тем устанавливаемое направление эволюции гранитоидов представляет собой статистически усредненную картину, которая если не изобилует исключениями и отклонениями от общей закономерности, то во всяком случае и не лишена их вовсе. Основные исключения и отклонения следующие.

1. Раух-топазовый прозрачный кварц свойствен существенно микроклиновым гранитам и мигматитам ранних стадий образования этой группы пород. Однако уже отмечалось, что такой же кварц имеют ранние плагиограниты о-ва Пиртишари.

2. Для микроклиновых гранитов типичны розовые и красные тона окраски. Однако в обнажении 1000/1, сложенном ритмично переслаивающимися лейкократовыми гранат-биотитовыми, биотитовыми и мусковит-биотитовыми гнейсами (рис. 4), на ранние (F_3^m , см. гл. II) складки, сколы и гнейсовидность, ориентированные на СВ 77° , ЮВ $\angle 72^\circ$, накладываются мелкие складки и срывы F_3 с залеганием СЗ 340° , СВ $\angle 65-85^\circ$. К одной из этих зон скольжения приурочена жила светло-серого пегматоидного микроклин-плагиоклазового гранита с голубым кварцем. Жила имеет контакты СЗ 345° , СВ $\angle 85^\circ$, и гнейсовидность СЗ 358° , СВ $\angle 80^\circ$. Ее залегание оказывается подчиненным наложенным структурным элементам, относимым к F_3 (см. гл. II), но преобладающе плагиоклазовый состав, светло-серая окраска, голубой кварц и зеленоватый биотит ставят эти граниты в один ряд с плагиогранитами, синхронными с ранними структурами. В других обнажениях глиноземистых гнейсов секущие жилы плагиомикроклиновых гранитов, подчиненные структурным элементам поздней генерации северо-восточных структур (F_2^m), также имеют бледно-серый кварц, светлую окраску и обогащены плагиоклазом, тогда как в других породах в это время формируются яркоокрашенные розовые раух-топазовые существенно микроклиновые граниты. В этих двух примерах отклонений от правил отчетливо сказывается влияние вмещающих пород, а именно пониженный потенциал кислорода в глиноземистых гнейсах. Сходные изменения нередко испытывают жилы поздних микроклиновых гранитов в меланократовых амфиболовых гнейсах и амфиболитах.

3. Было встречено несколько жил розовых гранитов с голубым кварцем, секущих морионсодержащие мигматиты, и в единичных случаях мясо-красные крупнозернистые морионовые граниты секутся розовато-серыми мелкозернистыми гранитами с матовым серым кварцем. Кроме того, единичные дайки слюдистых микроклинсодержащих гранодиоритов имеют север-северо-западное или север-северо-восточное направление и секут более ранние северо-восточные микроклиновые граниты и мигматиты с раух-топазом и морионом. Эти исключения и отклонения свидетельствуют о более сложном пути развития, чем та прямая последовательность, которая была описана выше, и скорее всего указывают на наличие отдельных перерывов и обстановок, разбивающих общий процесс формирования микроклиновых гранитов на отдельные стадии, каждая из которых в миниатюре как бы повторяет общий ход эволюции. Такое предположение тем более вероятно, что, как будет показано в гл. II, микроклиновые граниты в отличие от других групп гранитоидов формировались

на протяжении трех фаз движений, разделенных межтектоническими интервалами.

Об особенностях размещения плагиогранитов. Интересно сопоставить данные об эволюции гранитоидов рассматриваемого района с соответствующими данными по наиболее близкому району — нижнепротерозойской Костомукшской синклинальной зоне, несомненно представляющей более высокий структурный уровень (Лазарев, 1971, а). В ее пределах гранитоиды появляются только в относительно более глубоко эродированных и сильнее метаморфизованных участках воздымания тектонических осей. Наиболее ранние из них являются плагиомикроклиновыми и по своему составу и строению хорошо сопоставляются с микроклин-плагиоклазовыми гранитами рассматриваемого района. Их образование происходило в целом на поздних стадиях ранней нижнепротерозойской складчатости. Геологически они образуют тела очень сложной и неправильной формы с крупными блоками-останцами нижнепротерозойских пород, имеют небольшие зоны контактовой мигматизации и несут явные признаки интрузивного образования.

Таким образом, плагиограниты на более высоком структурном уровне отсутствуют. Заметно меняется и характер залегания микроклин-плагиоклазовых гранитов. Что касается существенно микроклиновых гранитов, то они в Костомукшской синклинальной зоне по всем своим особенностям идентичны с гранитами данного района. Отличие только в том, что они синхронны с наложенной север-северо-западной складчатостью, отвечающей наиболее поздней (третьей) генерации тектонических структур данного района, и среди них не были встречены жилы рапакивиподобных разностей.

В ходе настоящих исследований были проведены рекогносцировочные маршруты вплоть до Костомукшской синклинальной зоны в районе оз. Ливоярви и Полвиярви. Хотя степень изученности этого района недостаточна, чтобы полученные данные отразить в систематическом виде на карте, они представляют интерес с точки зрения геологической границы между гранито-гнейсовой областью района Вокнаволока и сланцевыми породами района Костомукши. Полученные результаты сводятся к следующему.

От оз. Верхнее Куйто на юг, до южного конца оз. Ливо, преобладают амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы, сравнительно слабо мигматизированные. Далее к югу степень мигматизации резко возрастает и вплоть до границы Костомукшской синклинальной зоны идут главным образом биотитовые гнейсы, превращенные в теньевые мигматиты и гранито-гнейсы. Все эти породы имеют северо-восточное простирание, в южном направлении плавно меняющееся от СВ 60—70° до СВ 20—30°. Интенсивная мигматизация гнейсов связана с лейкократовыми плагиогранитами с голубым кварцем, которые аналогичны вышеописанным. У границы с Костомукшской зоной в полосе шириной около 1 км плагиогнейсограниты интенсивно милонитизированы и превращены в серицит-полевошпат-кварцевые сланцы. Непосредственно вслед за ними обнажаются метадиабазовые зеленые сланцы, залегающие вдоль западной границы Костомукшской синклинальной зоны. Таким образом, южная граница распространения плагиогранитов является резкой и скорее всего определяется разломом.

Последние исследования, проведенные в южной Карелии и Приладжье (Кратц и др., 1969; Саранчина, 1969; Судовиков и др., 1970), также выявили приуроченность пород плагиогранитной серии к наиболее низким структурным уровням карелид и одновременно к зонам повышенной степени регионального метаморфизма (гранулитовая фация низкого давления в Приладжье, пироксен-роговообманковая и гранат-силлиманит-

кордиеритовая субфации амфиболитовой фации несколько более высокого давления в Южной Карелии).

Таким образом, приуроченность плагиогранитов к более низкому структурному уровню и области повышенного метаморфизма, каковым является данный район по отношению к Костомукшской синклиналийной зоне, представляется не случайной. В сравнении с Южной Карелией термодинамические условия формирования плагиогранитов, очевидно, характеризуются примерно такой же температурой и несколько более высоким давлением, о чем свидетельствует развитие пироксен-роговообманковой ассоциации в основных породах и отсутствие кордиерита в гранат-силлиманитовом парагенезисе глиноземистых гнейсов.

ЖИЛЬНЫЕ ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Дайки основных пород в целом, за исключением одного случая, являются наиболее молодыми и пронизывают все другие образования в разных частях района. Их простираие несколько варьирует от широтного до северо-западного (СЗ 330°) с явным преобладанием даек, вытянутых на запад-северо-запад (СЗ $280-300^\circ$). Падение обычно субвертикальное. Мощность колеблется от нескольких сантиметров до 50 м при длине (когда она может быть прослежена) в несколько километров для тел мощностью 5—20 м. В некоторых случаях дайки имеют ответвления — апофизы, также весьма протяженные. Контакты даек с вмещающими породами неизменно резкие, ровные, спаянные, с четкой зоной закалки. Контактные разности представлены афанитовым диабазом, далее переходящим в мелкозернистый диабазовый порфирит и затем в среднезернистое габбро или пироксеновый порфирит с размером зерен пироксена до 3 мм. Мелкие тела часто нацело сложены диабазом. Слабая трахитоидность, где она есть, ориентирована вдоль контактов, обычно же породы вполне изотропны. В некоторых случаях присутствует заметная секущая наложенная сланцеватость или тонкий сланцевый кливаж переменного направления. В частности, были встречены такие: СЗ 280° , СЗ 340° , СВ 10° и СВ 60° . По-видимому, своим локальным появлением рассланцевание обязано поздним движениям, которые повторяют и подчеркивают, в том числе геоморфологически, основные направления докембрийских структур.

В сильно измененных разностях структура пород вторичная, нематобластовая, с теми или иными реликтами первоначальных структур — интерсертальной, офитовой и габбро-офитовой. В наименее измененных разностях центральных частей крупных тел слегка розоватый авгит ассоциирует с лейстовым примитивно сдвойникованным плагиоклазом. В более измененных разностях он замещается светло-зеленым актинолитом, по которому в свою очередь развивается голубовато-зеленый амфибол. В этих породах появляется биотит, тогда как плагиоклаз как бы растворяется в массе вторичных минералов. При более низкотемпературном изменении развивается ассоциация хлорит-эпидот-карбонат-серицит. Иногда она непосредственно накладывается на пироксен-плагиоклазовую. В этом случае на месте пироксена остаются скопления магнетита и титаномagnetита, плагиоклаз альбитизируется, но сохраняется.

Отмеченная выше дайка более ранних основных пород встречена на восточном склоне горы Малековара. Она сложена габбро-амфиболитами, гнейсовидность в которых залегает на СВ 85° , СЗ $\angle 70^\circ$. Габбро-амфиболиты секутся плагиопегматитом, в котором также присутствует четкая гнейсовидность с залеганием на СВ 60° , ЮЗ $\angle 60^\circ$.

Глава II

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

СИСТЕМА ПОНЯТИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

На геологической карте района (рис. 1) отчетливо выступает преобладание северо-восточной направленности основных структурных элементов: полосчатости, гнейсовидности, контактов пород, осевых поверхностей складок и тектонических нарушений. Эта особенность обособляет рассматриваемый район от всей южнее расположенной части Западной Карелии, где доминирует субмеридиональное простирание тектонических структур. Вместе с тем северо-восточное направление структур не является единственным. Так, в целом по району простирание реликтовой слоистости и полосчатости гнейсов северо-западное, а вдоль восточной границы района развиты тектонические структуры север-северо-западного и меридионального направления. Эти самые общие черты строения района возникли в результате проявления нескольких последовательных фаз деформации и складчатости пород и их неодинакового значения в разных частях района. Прежде чем перейти к их характеристике, необходимо остановиться на используемой ниже системе понятий и обозначений.

Наиболее ранним структурным элементом в деформированных породах является слоистость S_0 . Элементы строения, которые создаются в ходе складчатости, подразделяются на плоскостные и линейные. Каждая складчатость создает свою систему плоскостных (сланцеватость, кливаж, осевые поверхности складок, плоскости сколов) и линейных (ориентировка минералов, будин, агрегатов зерен, осей складок) элементов строения. Если какую-либо складчатость обозначить через F_n , то ей будет соответствовать группа структурных элементов из S_n и l_n , т. е. первая складчатость $F_1 (S_1, l_1)$, вторая складчатость $F_2 (S_2, l_2)$ и т. д. Когда внутри данного этапа или периода складчатости могут быть выделены отдельные последовательные фазы, различающиеся характером и (или) ориентировкой своих структурных элементов, то для их различия добавляется индекс сверху. Например, S'_1 и S''_2 обозначают плоскостные структурные элементы первой и второй фаз в рамках третьего периода складчатости. При необходимости для обозначения характера данной S перед ней ставится строчная буква. Например, для гнейсовидности — $q S_1$, для сланцеватости — $s S_1$, для кливажа — $c S_1$, для осевых поверхностей складок — $a S_1$.

Разновозрастные S , пересекаясь друг с другом, образуют b_n -оси. Образование складки геометрически можно представить как движение b_n -оси по некоторой образующей, что и очерчивает поверхность складки. Следовательно, b_n -оси являются геометрическими генераторами складки, а их ориентировка соответствует осям складок (Turner and Weiss, 1963), хотя при наличии S -пересечений (b_n -осей) сами складки могут и отсутствовать. На поверхности складки отдельные замеры ее оси, взятые как линия пересечения деформированной и деформирующей S , статистически параллельны шарниру, так как последний представляет одно из таких пересе-

чений, а именно взятое в перегибе складки (Лазарев, 1971а). Пересечение S_1 с S_0 дает ориентировку осей складки первой генерации (b_1 -оси). Наложение на S_1 следующей генерации S_2 приводит к образованию двух групп b_2 -осей: $b_2 = S_2 \times S_0$ и $b_2 = S_2 \times S_1$. Обе группы b_2 -осей одновременны, лежат в S_2 , но могут иметь разную ориентировку, что зависит от условий залегания S_0 , S_1 и S_2 . Для S_3 количество b_3 -осей еще увеличивается за счет добавления к группам $b_3 = S_3 \times S_0$ и $b_3 = S_3 \times S_1$ группы $b_3 = S_3 Q \times S_2$.

Каждая из систем S_n , кроме того, образует собственные пересечения. Пересечения $S_0 \times S_0$ по своему значению одинаковы с пересечениями $S_n \times S_0$, $1, \dots, n-1$ и являются b_n -осями. Однако в группу $b_0 = S_0 \times S_0$ включены все имевшие место генерации b_n -осей, в ходе образования которых происходило смятие S_0 в складки. Иное значение имеют пересечения $S_{n>0} \times S_{n>0}$. Их нельзя замерить непосредственно, так что их ориентировка устанавливается графическими или расчетными методами. С другой стороны, если b_n -оси, включая сюда и b_0 -оси, определяют положение средней оси системы структурных (описательных) координат, т. е. являются b_c -осями, то взаимные пересечения $S_{n>0}$ отвечают одной из осей (обычно средней) местного эллипсоида деформаций и поэтому относятся к системе кинематических (генетических) координат. Ниже они обозначаются как β -оси. Когда β -ось отвечает средней оси (b_c -оси) эллипсоида деформации, она представляет собой ось складчатости, тогда как b_c -оси являются осями складок (Лазарев, 1971а).

Совокупность всех фиксированных плоскостных и линейных элементов определяет строение как геометрическую организацию вещества горных пород. Строение, рассматриваемое в отношении некоторой части структурных элементов, например в отношении S_0 или группы из S_1 и l_1 , называется частным строением или субстроением (Paterson and Weiss, 1961). В тектоническом структурном анализе данные о пространственном поведении структурных элементов представляются на стереографической проекции. Получаемая картина предпочтительной (статистической) ориентировки какого-либо структурного элемента называется узором. Так, говорят об узорах ориентировки полюсов S -поверхностей, линейности, шарниров складок, равно как об узорах ориентировки кристаллографических и оптических направлений в минералах, например об узоре [001] роговой обманки, узоре полюсов (010) в полевых шпатах и т. п. Узоры ориентировки в свою очередь состоят из отдельных геометрически различимых частей, называемых компонентами. В качестве компонентов ориентировки обычно выделяются максимумы и пояса концентрации осей, но в ряде случаев за самостоятельный компонент принимается часть максимума или пояса осей.

Узоры могут характеризоваться и анализироваться не только со стороны их геометрических особенностей, но и по другим признакам. Так, узор какой-либо генерации b_n -осей может анализироваться отдельно для разных частей района и для разных видов b_n -осей: S -пересечения, замеры шарниров складок разного порядка, замеры разных видов минеральной линейности и т. д. Иными словами, общая совокупность разновозрастных b_n -осей подразделяется на те или иные группы. В сводной ориентировке эти группы могут обособляться и геометрически. Таким образом, компонент узора выделяется по геометрическим признакам. В ходе анализа устанавливаются другие негеометрические признаки сходства и различия между компонентами. Напротив, группы первоначально выделяются на основании геологических, петрографических, возрастных, т. е. негеометрических критериев, а затем сопоставляются с компонентами ориентировки. При необходимости группы могут подразделяться на подгруппы или разделы и объединяться в надгруппы.

В пределах района обнаруживаются следы проявления по крайней мере четырех последовательных этапов (периодов) тектонической деформации пород. Тектонические структуры наиболее раннего из них и условно рассматриваемого как F_1 очень сильно преобразованы и искажены в ходе последующих движений, особенно F_2 . Поэтому по своему значению S_1 практически соответствует S_0 . В дальнейшем изложении, если нет специальной оговорки, обозначение S_1 будет использоваться в значении $S_{0,1}$. С другой стороны, характеристика F_1 -структур будет сделана после рассмотрения F_2 структур.

ВТОРОЙ ЭТАП ДЕФОРМАЦИИ

Тектонические структуры, созданные в ходе F_2 , развиты по всей территории района и имеют общее северо-восточное направление. Ими в наибольшей степени определяются особенности современного строения, свойственные как отдельным обнажениям, так и району в целом. Они представлены как складками, так и разрывными нарушениями — от наиболее мелких до региональных.

Наиболее крупные тектонические структуры второго этапа показаны на структурной схеме района (рис. 3), где выделяется Вокнаволоцкая синформа, протягивающаяся почти через всю южную часть района и имеющая открытые, нормально падающие под средними углами крылья. Простираение осевой поверхности синформы северо-восточное, в среднем составляющее СВ 70° . В северо-западной части района основной структурой является Судноозерская синформа, которая имеет среднее направление на СВ $50-60^\circ$ и нормально падающие к центру складки крылья. Эти две синформы разделены Поньгогубской антиформой, имеющей общее северо-западное крыло с Судноозерской синформой. Сочленение с Вокнаволоцкой синформой более сложное, так как юго-восточное крыло Поньгогубской антиформы осложнено синформной складкой второго порядка и мощной, шириной до 4 км, зоной скольжения, развития бластомилонитов и срыва крыльев складок, протягивающейся через весь район. В пределах зоны S_0 , S_1 переориентированы в положение, параллельное S_2 . К этой зоне тяготеют плагиограниты центральной части района и малые интрузии микроклин-плагиоклазовых гранитов, что свидетельствует о ее древнем заложении. В то же время к ней приурочено наиболее интенсивное диафорическое изменение (эпидотизация, хлоритизация), катаклаз и милонитизация пород, испытавших мигматизацию, сопряженную с формированием микроклиновых гранитов. Эта зона, наконец, геоморфологически подчеркивается вытянутостью линейных озерных котловин (оз. Марья-Шелека, Кенас, Лемо) и депрессий рельефа.

В ходе полевых исследований наиболее хорошо было изучено строение Вокнаволоцкой синформы, особенно западной ее части, где ее осевая поверхность имеет близкое к широтному простираение, почти вертикальное падение и погружение шарнира на восток под средним углом (рис. 10, а, г и 11, а). Замковая часть и крылья синформы повсеместно осложнены более мелкими складками вплоть до складок с размахом крыльев меньше одного метра и синтетектоническими нарушениями: согласными сколами в осевых частях складок и срывами, зонами скольжения на их крыльях. Осевые поверхности мелких складок и нарушений тянутся на СВ $40-60^\circ$, точно так же ориентирована сланцеватость. Несовпадение залегания оцеплоскостных структурных элементов у тектонических структур разного порядка является следствием и свидетельством их неодновременности, в частности, более позднего формирования (в рамках одной складчатости) мелких структур.

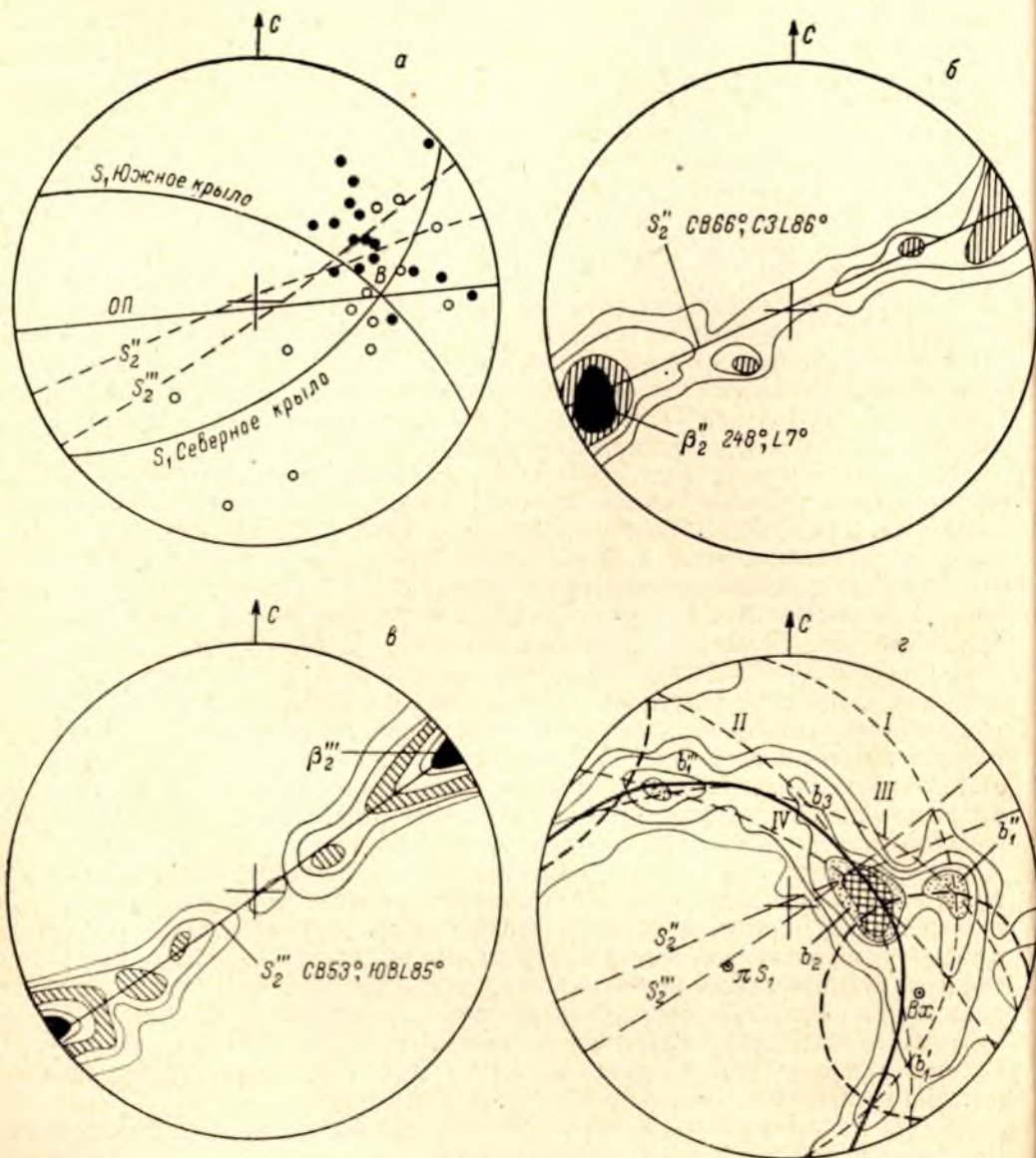


Рис. 10. Структурные данные по западной части Вокनावолокской синформы.
Нижняя полусфера.

а — средние ориентировки элементов строения синформы: *В* — средняя ориентировка шарнира, светлые кружки — линейность в северном крыле, черные — в южном крыле синформы; *б* — взаимные пересечения S_2'' , 136 β_2'' -осей, изолинии 2—4—6—8%; *в* — взаимные пересечения S_2'' , 300 β_2'' -осей, изолинии 2—4—6—10—15—20%; *г* — взаимные пересечения S_1 южного крыла синформы, 660 β_1 -осей, изолинии 1—1.5—3—4.5—7%, максимумы β_n -осей обозначены b_1' , b_1 , b_1' , b_2 и b_3 ; короткий пунктир — четыре (I—IV) плоскостные траектории, связывающие отдельные максимумы; сплошная жирная линия — малокруговая траектория с центром πS_1 , связывающая максимумы b_1 , b_2 , b_3 и b_1' ; жирный пунктир — малокруговая траектория с центром πS_1 , связывающая максимумы b_1' , b_2 , b_3 и b_1' . По данным рис. 10, *б*, *в* дополнительно нанесены средние ориентировки S_2 и S_2'' .

Что касается формы мелких складок и ориентировки их осей, то они меняются в зависимости от местоположения на главной складке. На южном и юго-восточном крыле синформы, где S_1 часто широтная или северо-западная ($280-300^\circ$), с падением на СВ под углом $40-70^\circ$,

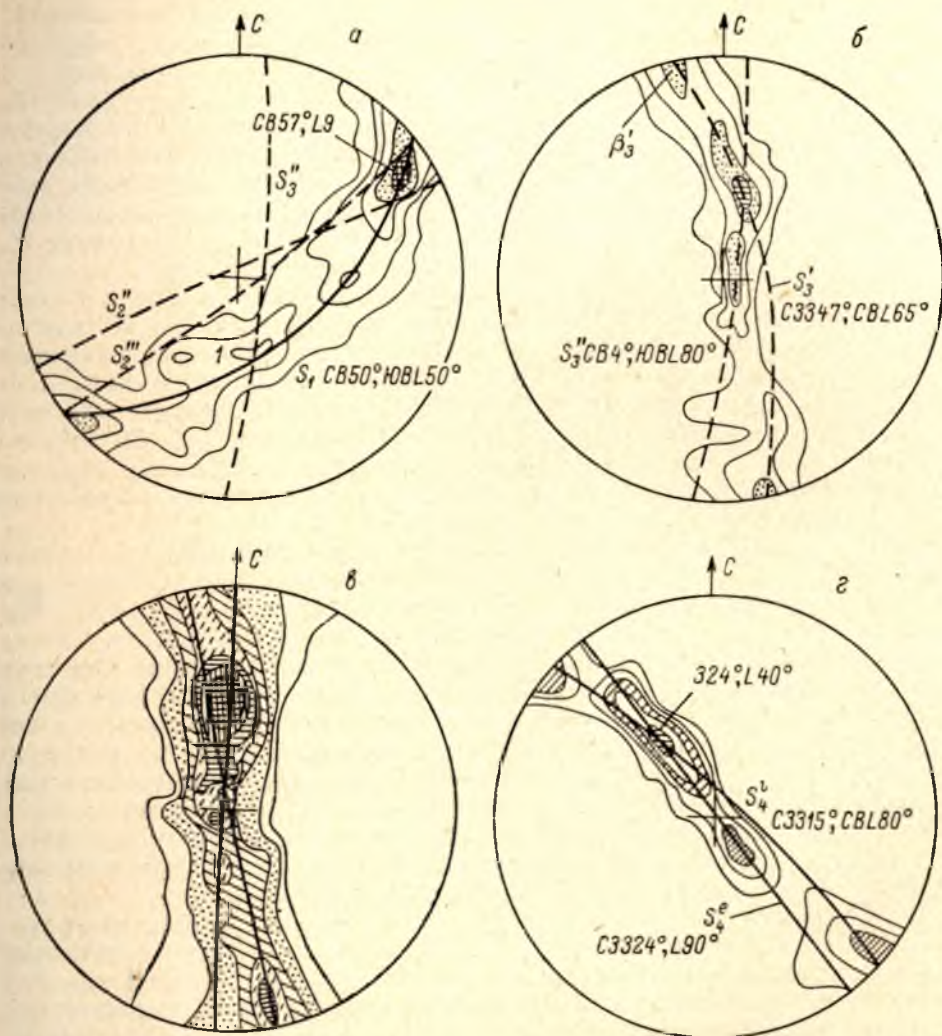


Рис. 11. Анализ структурных данных по западной части Вокनावолокской синформы. Проекция на нижнюю полусферу.

а — взаимные пересечения S_1 северного крыла синформы, 1128 β_L -осей, изолинии 1.5—3—4.5—6—7.5%; б — взаимные пересечения S_3 , 136 β_3 -осей, изолинии 1.5—4.5—7.5—9%; в — взаимные пересечения S_2 северной части района Костомукши (Лазарев, 1971а), эквивалентных S_2 данного района, 2414 β_2 -осей, изолинии 0.5—1—2—3—4—5—6—7%; г — взаимные пересечения S_4 , 105 β_4 -осей, изолинии 2—4—6—8—10%.

мелкие складки флексуобразны, открыты и асимметричны, с коротким меридиональным или северо-западным крылом (рис. 2, 6, 7, 8) и погружением шарниров на северо-восток под средними углами. В северо-западном крыле синформы, где S_1 тянется на северо-восток, практически совпадая с осевыми поверхностями мелких складок по простираанию, но имеет южное падение, мелкие складки часто сжаты, изоклинальны и их оси нередко полого погружаются как на северо-восток, так и на юго-запад. Эти различия в форме мелких складок в разных крыльях синформы

обусловлены тем, что мелкие складки F_2 приобрели наблюдаемую форму несколько позже, чем главные складки. В результате они выступают как наложенные складки. Как показывают структурные наблюдения, основная масса мелких складок сформировалась в результате F_2'' движений. Их осевые поверхности и S_2'' в северном крыле Вокнаволоцкой синформы оказываются почти параллельными S (рис. 10, а), и различие в залегании обусловлено главным образом различием углов падения. В этих условиях геометрическая ось вращения (линия пересечения S_1 с S_2'') неизбежно оказывается близкой к линии простираения, а шарниры складок почти горизонтальными. С другой стороны, плоскости движений F_2'' следуют направлению структур F_2' и даже F_1 , так что в результате мелкие складки F_2' , равно как и сохранившиеся F_1 , испытывают дальнейшее сжатие без заметного изменения залегания S_2' и S_1 . У складок F_2'' , кроме того, существенно не искажается залегание шарниров.

Иная геометрическая обстановка наложения наблюдается в южном крыле синформы. Здесь S_2'' образует с S_1 заметные углы как по простираению, так и по падению. В ходе F_2'' поэтому не происходит кинематической активизации S_1 и S_2' , и мелкие складки оказываются почти всецело результатом движений F_2'' . Этим объясняется развитие открытых форм, а косое взаимное расположение S_2'' с деформируемой S_1 обуславливает асимметричность и флексурный характер складок. По этой же причине шарниры мелких складок имеют северо-восточное погружение под средними углами.

Для складок F_2 с размахом крыльев от одного—двух метров до первых сотен метров весьма свойственна также невыдержанность поперечного профиля. Морфологически эти складки относятся к внутрислоевым. Если рассматривать одну складку шириной в десятки метров, то в поперечном профиле ее, следуя вдоль осевой поверхности, можно выделить несколько последовательных зон: внешнюю зону плавного спокойного изгиба S_1 , внутреннюю зону интенсивной мелкой складчатости с сисетмой параллельных срывов крыльев мелких складок и, наконец, центральную зону наиболее интенсивной деформации. Центральная зона характеризуется наибольшим развитием зон скалывания—скольжения, иногда с образованием сетки смещений, разбивающих породу на отдельные блоки, развернутые относительно друг друга. При дальнейшем следовании вдоль складки происходит обратная смена зон.

Как установлено, такое общее строение F_2 складок не зависит от геометрических взаимоотношений S_2 и S_1 и наблюдается также при полностью выдержанном их залегании в участке развития каждой данной складки. Невыдержанность поперечного профиля складок и их несквозной характер определяются, очевидно, особенностями самой деформации, которые сближают ее с деформацией изгиба, несмотря на интенсивное развитие зон скалывания—скольжения, являющихся секущими плоскостями движения.

К зонам скалывания—скольжения обычно приурочены дайки гранитоидов, что особенно свойственно гранодиоритам, и интенсивная перекристаллизация пород. К центральной части складок их развитие усиливается и при этом несколько меняется характер проявления. В краевой зоне гранодиориты и полосы перекристаллизации пересекают почти ненарушенное залегание S_1 . Во внутренней зоне, где срывы, параллельные S_2 и друг другу, развиты более интенсивно, образуется система параллельных вполне обособленных полос перекристаллизации с некоторым, но незначительным изменением пород между полосами, или аналогичная система даек гранодиоритов. Что касается гранитов, в частности плагио-микроклиновых, то они объединяют черты как даек гранодиоритов, так и перекристаллизации. В центральной части складок строение, получаю-

щееся после сопровождающей F_2 перекристаллизации или образования даек, оказывается брекчиевидным. Если смещения залечены гранодиоритами, то образуется строение, подобное эруптивной брекчии. Интенсивная перекристаллизация также создает мозаику блоков с сохранившейся внутри них частично затушеванной и смятой S_1 . В дальнейшем в перекристаллизацию вовлекается и материал блоков, их очертания округляются, границы затушевываются, а внутри блоков развивается сетка мелких прожилковидных зон перекристаллизации с нарастающим боковым изменением и пятнами полностью перекристаллизованных изотропных крупнозернистых пород в узлах этой системы прожилков (рис. 12). Кроме того, развивается определенная зональность, нередко с четкими границами между перекристаллизованными породами, содержащими разные количества кварца, полевого шпата и темноцветных.

Складчатость сопровождается образованием в деформируемых породах сланцеватости, гнейсовидности и линейности, определяемых макроскопически видимой предпочтительной ориентировкой наибольшего диаметра зерен минералов, вытянутостью их скоплений, а также удлинением будинированных реликтовых ядер амфиболитов или будин жильного материала. Сланцеватость следует направлению осевых поверхностей видимых в обнажениях мелких складок F_2 , но пересекает зоны скольжения, залеченные грандиоритами, и накладывается на гранодиориты. Образование наблюдаемой с S_2 , следовательно, относится к сравнительно поздней стадии F_2 . С другой стороны, с S_2 сеется мелкими сколами, подчеркиваемыми аплитовыми и пегматоидными жилками.

Линейная ориентировка минералов, как правило, обнаруживается в амфиболовых разностях гнейсов. В биотитовых гнейсах на поверхностях S_2 она отсутствует. Чаще всего линейность совпадает с наблюдаемыми b_2 -осями, но в некоторых случаях заметно отклоняется от них. Так, в силлиманитсодержащих гнейсах северного берега оз. Кенас присутствует узкая зона скольжения и перекристаллизации, идущая на СВ 46° , СЗ $\angle 78^\circ$. Хотя линия пересечения ее с S_1 имеет северо-восточное погружение, однако внутри зоны резкая линейная ориентировка силлиманита горизонтальная. Преобладающее совпадение l_2 с линией пересечения S_1 и S_2 свидетельствует о большом влиянии первоначального, предшествующего F_2 , строения на ориентировку местных осей растяжения,



Рис. 12. Брекчиевидное строение мигматитов по амфиболовым гнейсам, осложненное сколами F_2 , вдоль которых идет перекристаллизация мигматита.

и только в редких случаях, на участках особо интенсивного проявления F_2 , линейность отражает собственные черты плана движений. В целом же в изученном районе ни $s S_2$, ни особенно l_2 не относятся к таким чертам строения пород, которые наблюдаются в каждом выходе и образце, что снова резко отличает рассматриваемые породы от нижнепротерозойских и более древних пород района Костомукши. В то же время, как свидетельствуют имеющиеся данные, деформация F_2 синхронна с первой складчатостью гималайской серии (см. ниже) и поэтому в принципе должна была вызвать образование резкой линейности.

Неповсеместное развитие l_2 и $s S_2$ обусловлено главным образом широкой и очень интенсивной перекристаллизацией пород, одновременной с F_2 . При перекристаллизации полностью стираются реликтовые S_0 и S_1 . В зависимости от состава субстрата и степени перекристаллизации гнейсы превращаются в средне- и крупнозернистые однородные гранито-, гранодиорито- и диорито-гнейсы. Такие полностью перекристаллизованные породы не содержат l_2 и $s S_2$, а при наличии не до конца переработанных реликтов обнаруживается, что перекристаллизация захватывает и F_2 складки. Полевощпатовые и гранатовые амфиболиты и амфиболовые гнейсы наиболее устойчивы к перекристаллизации и сохраняют строение, созданное на ранних стадиях F_2 до пика перекристаллизации, имевшего место до образования зон скалывания—скольжения, документированных гранодиоритами. Эти зоны, равно как и гранодиориты, пересекают уже перекристаллизованные породы. Формирование $s S_2$ в гранодиоритах, секущей их контакты, поэтому должно быть отнесено к более позднему времени действия F_2 . Как правило, $s S_2$ макроскопически очень плохо выражена во вмещающих гетерогенных, крупнозернистых, в разной мере перекристаллизованных гнейсах. Только такие однородные, обогащенные слюдой породы, как гранодиориты, благоприятны для ее макроскопического проявления. Во всех случаях $s S_2$ в гранодиоритах не сопровождается сколько-нибудь заметной макроскопической линейностью. Только в локальных участках особо интенсивных движений на поздних стадиях F_2 создаются условия для появления ярко выраженных $s S_2$ и l_2 . Эти участки выражены зонами скольжения и бластомилонитизации в ранее перекристаллизованных породах, и рассмотренный выше пример несовпадения l_2 с b_2 -осями представляет собой именно такой случай.

Таким образом, полевое изучение показывает, что нормальное развитие структурных элементов F_2 было прервано интенсивной перекристаллизацией пород, уничтожившей сформированные к тому времени $s S_2$ и l_2 , которые сохранились лишь в породах основного состава, наименее подвергшихся перекристаллизации. Эта ранняя l_2 ориентирована параллельно b_2 -осям. В дальнейшем после прохождения пика перекристаллизации линейность формировалась лишь локально. Поздние S_2 также имеют второстепенное значение.

Изложенные данные свидетельствуют о длительном и многостадийном формировании F_2 структур. Наиболее ранние S_2 или S_2' , как устанавливается, имеют широтное и восток-северо-восточное простирание, в среднем составляющее СВ 80° . S_2' обычно развита на коротких крыльях F_2 складок, где образует зоны, вытянутые на СВ $50-60^\circ$ (рис. 13, а). В дальнейшем, в ходе F_2'' , S_2' искривляются, деформируются и пересекаются S_2'' . К S_2'' относятся отмеченные ранее многочисленные зоны скалывания—скольжения, сколы и срывы, подчеркиваемые гранодиоритами. Они являются наиболее распространенными и ярко выраженными структурными элементами из всех S_2 . Будучи параллельными осевым поверхностям F_2'' складок, сколы и срывы в то же время развиваются вдоль границ зон развития S_2' (рис. 13, б), так что отношения между S_2' и S_2'' аналогичны отношениям внутренней S (S_i) с внешней S (S_e) в системах парного

кливажа скалывания—скольжения и в синкинематических порфиробластах минералов. Такие взаимоотношения S'_2 ($=S_1$) с S''_2 ($=S_0$) показывают, что в целом северо-западные крылья зон скалывания—скольжения смещались к северо-востоку относительно юго-восточных крыльев.

Наконец, наиболее поздние S_2 (S_2'''), представленные мелкими сдвигами, разрывами, сколами и часто подчеркиваемые аплитовыми жилками ориентированы на СВ 25—45°. Их образование, как правило, не сопровождалось пластической деформацией, хотя вдоль их в той или иной мере проявлена перекристаллизация пород (рис. 12). Направление перемеще-

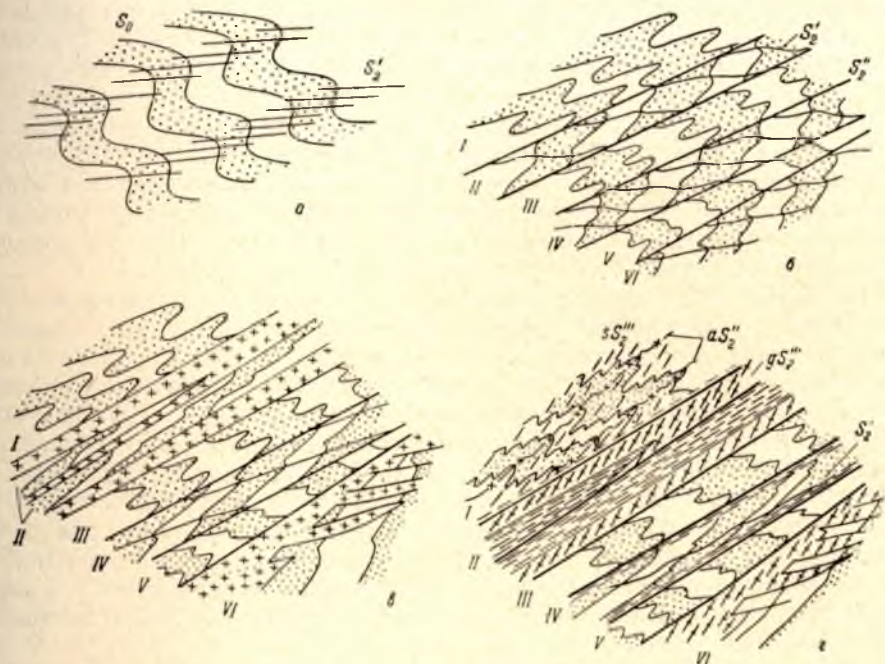


Рис. 13. Стадии развития структур F_2 .

а — стадия F_2' : асимметричные складки с субширотным кливажем скалывания—скольжения S'_2 на коротких крыльях; б — стадия F_2'' : сжатие и усложнение складок F_2' , развитие системы срывов S_2 , разбивающих породы на блоки I—VI, внутри которых S_2 искривляются и деформируются; в — продолжение движений F_2 , идущих преимущественно вдоль срывов, в блоках II и IV $S_{0,1}$ и S_2 переориентируются в положение, субпараллельное поверхностям срывов, в конце F_2' часть срывов залечивается дайками гранодиоритов, в блоке VI апофизы гранодиоритовой дайки идут вдоль реликтовой S_2 ; г — стадия F_2''' : мелкие складки, осевые поверхности которых идут косо по отношению к складкам F_2' , в гнейсах и гранодиоритах появляется гнейсовидность S_2' , возобновляются движения по части срывов с образованием зон расслаивания по контактам гранодиоритов, в блоке II полностью стирается $S_{0,1}$, развивается гнейсовидность и прерывистая метаморфическая полосчатость, показанные длинными штрихами, в блоке IV сохраняется реликтовая S_2 .

ния вдоль сколов хорошо устанавливается по непосредственному смещению S_1 . Оно колеблется в разных частях одного обнажения и даже оказывается противоположным в соседних сколах на расстоянии 0.5—1 м один от другого.

Вследствие наложенного характера F_2 и стирания ранних структурных элементов в процессе перекристаллизации положение кинематической b -оси (b_x -оси) может быть установлено лишь анализом β -пересечений. Поскольку ориентировка S_2 систематически меняется, анализ проводился раздельно для S'_2 , S''_2 и S'''_2 . Были выбраны замеры S_2 на участке площадью около 15 км² в районе восточного окончания оз. Кенас, к югу от него. Здесь развиты оба крыла Вокнаволоковской синформы, а число замеров достаточно для статистической обработки. В пределах участка только в четырех случаях можно было замерить несомненные S'_2 , поэтому на рис. 10, б, в приводятся данные только для S_2 и S'''_2 . Как видно

из рис. 10, б, на стадии F_2'' b_* -ось полого, под углом 7° погружается на юго-запад, тогда как на стадии F_2''' (рис. 10, в) она горизонтальна. Последнее независимо подтверждается и горизонтальной ориентировкой локально развитой l_2'' , сопряженной с S_2'' . Положение b_* -оси и характер относительных перемещений S_2' во время S_2'' позволяют предположить, что изученный район находится на южном крыле единой положительной структуры, сформированной в ходе F_2'' . Масштаб ее, однако, остается неизвестным.

Резюмируя данные по F_2 , можно сказать, что она была длительной и, по-видимому, прерывистой. Структурные отношения позволяют выделить в развитии F_2 три последовательные стадии. На первой стадии (F_2') шло образование субширотных структур (рис. 13, а). В это время были сформированы как главные складки и зоны движений, так и мелкие структуры вплоть до S_2' и l_2' . В конце стадии развитие тектонитовых строений было прервано интенсивной перекристаллизацией (гранитизацией) пород, с которой в тесной пространственной и временной связи находится образование плагиогранитов. Интенсивная перекристаллизация в значительной мере стерла структурные элементы S_0 , S_1 , S_2' и b_* , которые затупеваны тем сильнее, чем ближе был исходный состав к гранитному.

На второй стадии также формировались складки и зоны нарушений, однако в целом более мелкие и северо-восточные (рис. 13, б, в). Морфологически складки принадлежат к внутрислоевым и смятие перерастает в синтектонические разрывы, представленные четко очерченными зонами скалывания—скольжения и растяжения длинных крыльев складок с тем или иным, но в целом незначительным горизонтальным перемещением. В конце этой стадии формируются наиболее мелкие макроскладки шириной от 0.2 до 1 м и в целом слабо проявленная сланцеватость. Со структурами F_2'' тесно ассоциируют дайки гранодиоритов и небольшие тела розовых микроклин-плагиоклазовых гранитов с сопровождающей их образование мигматизацией. По-видимому, в это время формируется единая крупная положительная структура, на южном крыле которой и располагается изученный район.

На последней стадии (F_2''') складчатая пластическая деформация является второстепенной, и общая интенсивность деформации падает. Складки и разрывы мелкие и имеют еще более близкую к меридиональной ориентировку (рис. 13, г). Только в единичных зонах скольжения образуется резкая S_2'' и l_2'' . Со стадией F_2''' связана интенсивная мигматизация пород гнейсовой толщи, плагиогранитов и гранодиоритов, сопряженная и несколько предшествующая внедрению многочисленных жил существенно микроклиновых гранитов с коричневым или черным кварцем. Образование микроклиновых гранитов продолжалось и дальше, в ходе F_3 движений.

ПЕРВЫЙ ЭТАП ДЕФОРМАЦИИ

Несмотря на интенсивное и повсеместное развитие структур F_2 , общее простираие пород в районе является северо-западным (рис. 1). Складки F_2 только искажают его, так что на карте простираие каждого горизонта состоит из чередующихся отрезков северо-восточного и меридионального направления. Не менее примечательно и поведение падения S_0 , которое на меридиональных или северо-западных отрезках, отвечающих перегибам F_2 складок, оказывается восточным или северо-восточным, а на крыльях F_2 преобладают северные направления падения. Поскольку b_* -ось во время F_2 была практически горизонтальна, угол и направление падения S_0 в перегибах складок F_2 , измеренные в их осевой поверхности, являются отражением залегания S_0 до начала F_2 движений.

В залегании S_0 в этом случае должно сохраниться первоначальное направление падения. С другой стороны, горизонтальность b_k -оси F_2 позволяет обоснованно предполагать, что и величина угла падения мало изменилась в ходе F_2 . Таким образом, падение пород в перегибах складок F_2 , равное $40-60^\circ$, скорее всего является результатом деформации, предшествующей F_2 . Все эти движения можно условно отнести к первому этапу деформации.

Дополнительные свидетельства существования структур F_1 устанавливаются при изучении обнажений. В некоторых случаях сохраняются S_0 и S_1 , не совпадающие между собой и одновременно пересеченные S_2 и деформированные в ходе F_2 . В единичных случаях были обнаружены очень сжатые лентообразные складки F_1 , осевые плоскости и залегание S_0 на крыльях которых совпадают с S_1 . Несколько складок F_1 шириной до $10-20$ м было закартировано в южном крыле Вокнаволоцкой синформы (рис. 2). С целью получения более полных данных была проведена статистическая обработка замеров S_0 и S_1 , которые за исключением единичных случаев, невозможно различить между собой. Анализ взаимных пересечений $S_{0,1}$ (b_n -осей) проводился в пределах того же участка, что и анализ β_2 -осей. Однако замеры $S_{0,1}$ северного и южного крыльев Вокнаволоцкой синформы анализировались отдельно с тем, чтобы по возможности исключить влияние подгруппы b_2 -осей, входящих в состав b_n -осей. Диаграммы b_n -осей приводятся на рис. 10, *г* и 11, *а*. Уже из общего залегания S_0 на разных крыльях синформы можно было ожидать, что диаграмма по южному крылу, где простирание S_0 образует большой угол с S_2 , будет более интересной. Действительно, все b_n -оси северного крыла (рис. 11, *а*) хорошо отвечают одному поясу с координатами СВ 50° , ЮВ $\angle 50^\circ$, в пределах которого расположен четкий максимум с координатами центра тяжести СВ 57° , $\angle 9^\circ$. Как видно из рис. 11, *а*, на котором дополнительно нанесены средние S_2'' и S_2''' , он образован b_2 -осями. Интерес представляет, следовательно, лишь дополнительный максимум *1*. Кроме S_2'' и S_2''' на рис. 11, *а* по данным рис. 11, *б* нанесена траектория средней S_3''' , которая проходит через максимум *1*. Он, следовательно, характеризует предпочтительную концентрацию b_3 -осей.

Диаграмма b_n -осей по южному крылу (рис. 10, *г*) не имеет столь простого характера. Узор b_n -осей состоит из пяти рассеянных разнопорядковых максимумов, для которых свойственна лишь определенная тенденция к однопоясовому распределению. Самый интенсивный максимум обозначен через b_2 , максимумы b_1' и b_1''' менее интенсивны, и наконец, наиболее слабыми являющиеся концентрации b_n -осей возле точек b_3 и b_1' . Через максимумы b_1' , b_1'' , b_2 и b_3 может быть проведена малокруговая траектория с центром πS_1 , радиусом 75° . На рис. 10, *г* она показана сплошной жирной линией. Так как πS_1 ложится на S_2''' , можно предполагать, что формирование конической поверхности b_n -осей обусловлено деформацией S_1 в ходе F_2 . Особенности узора позволяют провести вторую малокруговую траекторию радиусом 35° с центром Bx . Она связывает максимумы b_1' , b_2 , b_1'' и b_1''' . На рис. 10, *г* она дана жирным пунктиром.

Узор b_n -осей геометрически можно представить и в виде нескольких пересекающихся плоскостных траекторий. В этом варианте дуги большого круга проходят через отдельные максимумы, так что последние оказываются приуроченными к линиям пересечения поясов. На рис. 10, *г* проведены четыре дуги большого круга (траектории *I-IV*, пункт), из которых траектории *I* и *IV* связывают по два, а траектории *II* и *III* по три максимума. Так как b_n -оси могут содержать в себе все возрастные генерации b_c -осей, отдельные максимумы узора могут быть неоднородными. Действительно, нанесенные на рис. 10, *г* по данным рис. 10, *б*, *в*, средние

ориентировки S'' и S''' пересекаются между собой в области максимума b_2 . Поэтому максимум b_2 по крайней мере частично отвечает b_2 -осям. Точно также максимум b_3 совпадает с главным максимумом β_3 -осей на рис. 11, б и его появление можно объяснить наличием b_3 -осей среди рассматриваемых S -пересечений. Максимумы b'_1 , b''_1 и b'''_1 не связаны с S'' и S''' и, следовательно, могут отвечать b_1 -осям, рассеянным в ходе F_2 и F_3 . Все они приурочены к малокруговой траектории с центром Bx .

Наличие Bx означает либо существование особого акта деформации в интервале между образованием b_1 и b_2 -осей, либо обусловлено особенностями F_2 движений. При первом варианте Bx также должна была рассеиваться в ходе F_2 , что делает второй вариант предпочтительнее. Ее появление может быть объяснено относительным вращением блоков в крыльях зон скалывания—скольжения, сформированных в ходе F_2 . Ось вращения при этом должна располагаться под некоторым, обычно большим, но не обязательно прямым углом к плоскости скольжения. Такое вращение ранней линейности с образованием малокруговых траекторий ее рассеивания в крыльях мелких сдвигов было описано в восточной части Костомукшского месторождения (Лазарев, 1971а). Независимо от происхождения Bx -оси рассеивание b_1 -осей по малокруговой траектории свидетельствует, что и первоначальное залегание b_1 отвечало какой-то точке этой траектории (Weiss, 1959; Лазарев, 1966б). Поскольку на ней преобладают точки, отвечающие линиям с юго-восточным погружением, более вероятным представляется, что b_1 -оси первоначально погружались в этом направлении.

Если принять во внимание малокруговую траекторию с центром πS_1 , весь узор b_n -осей можно схематически представить как ее комбинацию с дополнительной плоскостной траекторией I , проходящей через максимумы b'_1 и b''_1 . Поскольку малокруговая траектория сформировалась в ходе F_2 , такое представление узора b_n -осей позволяет более точно определить геометрические условия наложения и первоначальное залегание структурных элементов F_1 .

Так как подобная ситуация детально анализировалась (Лазарев, 1971а, стр. 41—55), отметим лишь наиболее важные моменты.

Такие составные узоры образуются в доменах, неомогенных относительно деформируемых структур, т. е. в условиях, когда деформация (в данном случае F_2) накладывается на невыдержанное залегание слоистости. Неодинаковое развитие двух поясовых компонентов свидетельствует об асимметричности крыльев F_1 . Таким образом, особенности узора b_n -осей свидетельствуют о наличии в пределах южного крыла F_2 синформы данного участка по крайней мере одной, более мелкой асимметричной F_1 складки или нескольких складок с одинаковым рисунком крыльев. Малокруговая траектория вокруг πS_1 представляет более развитое длинное крыло, тогда как плоскость I отвечает короткому крылу. Таким образом, осью F_1 складки достаточно крупных размеров является b'_1 . Поскольку эта складка наиболее крупная, ее ось наименее отклонена от первоначального залегания, которое определяется как юго—юго-восточное с погружением под небольшим углом.

Объяснение того, что одно из крыльев F_1 складки смято в конические F_2 формы, тогда как другое — в цилиндридоидальные, заключается в их разном отношении к кинематическим осям F_2 . Конические складки образуются в общих условиях наложения, когда деформируемая S образует со всеми кинематическими осями углы, близкие к 45° . Напротив, цилиндрические складки образуются, когда при цилиндридоидальности самой деформации деформируемая S совпадает или почти совпадает с b_k - или a_k -осью. Именно такие соотношения имеют место в данном случае. В северном крыле, где все S_1 статистически совпадают с кинематической b_2 -осью, F_2 складки представлены только цилиндрическими формами и b_n -оси

формируют отчетливый единый пояс в плоскости средней S_1 . Таким образом, именно существование развитых F_1 складок в южном крыле и предопределило несколько иное проявление F_2 деформации и оказало влияние на облик наложенных складок.

В настоящее время такой анализ невозможно провести для других частей района. Однако если ось вращения Bx сформировалась в ходе F_2 , то характер деформации b_1 -оси позволяет обоснованно распространить вывод о первоначальном юго-восточном погружении b_1 -осей на всю территорию района. Что касается других аспектов геологического развития, то они остаются совершенно неясными. В частности, неизвестно, какой метаморфизм сопровождал F_1 и какие изверженные породы связаны с ней.

ТРЕТИЙ ЭТАП ДЕФОРМАЦИИ

В разных частях района обнаруживаются мелкие складки, сланцеватость осевой плоскости и локальные зоны бластомилонитизации общего меридионального направления с колебаниями от СЗ 340° до СВ $10-15^\circ$. Возрастное положение этих структур отчетливо устанавливается по смятию и пересечению ими различных структурных элементов F_2 , смятию даек гранодиоритов (рис. 14, 15) и развитию в плагиогранитах наложенной субмеридиональной сланцеватости. Однако степень развития F_3 структур не остается вполне постоянной и очень сильно колеблется. Кроме того, F_3 движения не привели к созданию сколько-нибудь развитых главных складок и поэтому практически не повлияли на наблюдаемые особенности тектонического строения района. Наиболее интенсивно F_3 движения проявились в двух участках района. В районе дер. Судно-озеро они формируют мощную до 1 км шириной зону бластомилонитизации и фельдшпатизации, в пределах которой плоскостные элементы строения пород переориентированы в север-северо-западное простирание. В крыльях этой зоны присутствуют четко выраженные мелкие складки с широкими перегибами и крутыми крыльями.

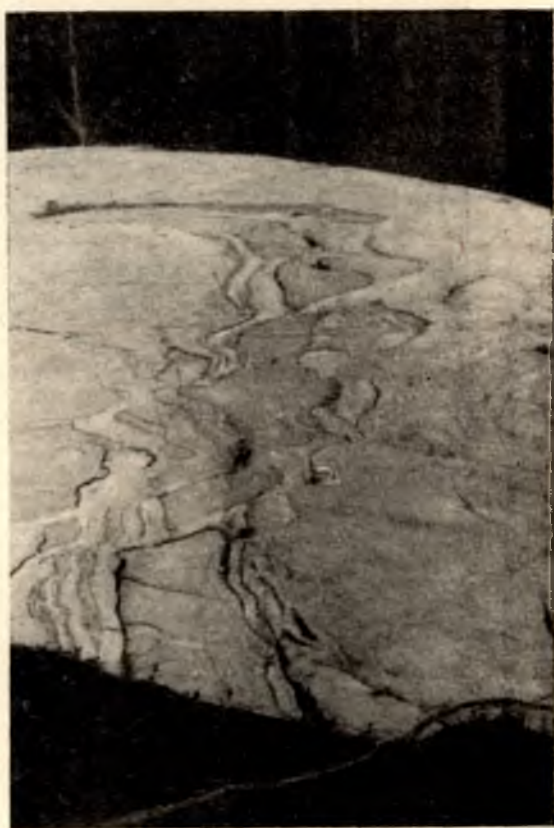


Рис. 14. Дайка гранодиорита (серое), секущая гнейсы, а затем смятая в складки F_3 и рассеченная сколами вдоль S_3 , которые залечены микроклиновым гранитом.

По-видимому, резкое усиление интенсивности F_3 движений происходит в крайней восточной части района. Маршруты, проведенные по южному берегу центральной части оз. Верхнее Куйто, свидетельствуют о постепен-

ном нарастании интенсивности развития север-северо-западной сланцеватости и гнейсовидности, что сопровождается смятием, переориентировкой и даже исчезновением северо-восточной S_1 и S_2 .

Как и S_2 , S_3 обнаруживают вполне закономерную смену своего залегания. Взаимоотношения S_3 , несколько различающихся по времени своего образования, показывают, что простирание более поздней генерации S_3 неизменно отклоняется от более ранней на восток. Таким образом, север-северо-восточное направление S_3 является более поздним, чем северо-западное. Два пояса S_3 отчетливо выявляются и при статистическом анализе β_3 -осей (рис. 11, б) со средним залеганием S_3 на СЗ 347° , СВ $\angle 65^\circ$

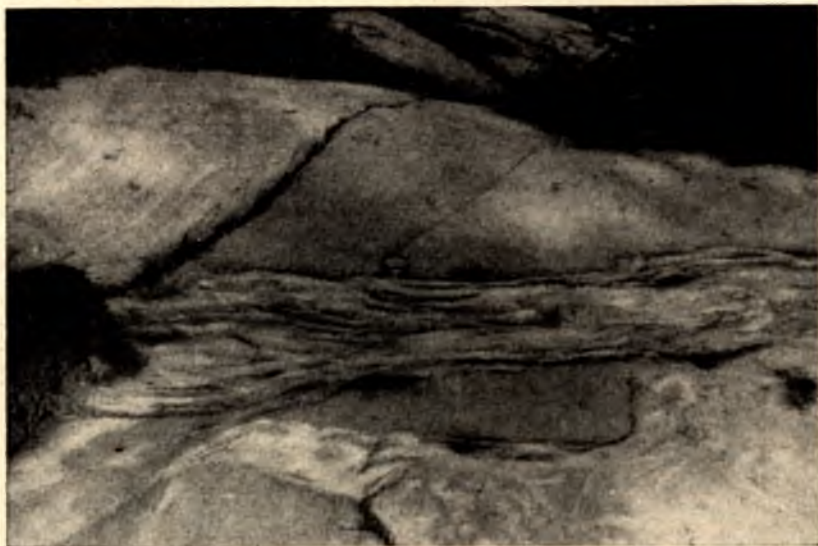


Рис. 15. Зона тектонит-мигматитов, секущая биотитовые гнейсы, с дайкой гранодиоритов (серое).

и S_3 на СВ 4° , ЮВ $\angle 80^\circ$. Линия их пересечения погружается на СВ 15° , $\angle 50^\circ$. В то же время β_3 -ось является горизонтальной.

Несмотря на относительно слабое развитие F_3 структур, что при большой величине угла между простиранием S_{0-2} с S_3 и распространенных пологих и средних падениях S_1 свидетельствует о малой интенсивности F_3 движений, этот период деформации, так же как и F_2 , сопровождается формированием гранитоидов. Однако если среди гранодиоритов, связанных с F_2 , преобладают натровые и калинатровые разности, а существенно калиевые граниты имеют подчиненное развитие, то здесь соотношения не только обратные, но плагиограниты, связанные с F_3 , практически отсутствуют. По всему району с F_3 структурами связаны розовые и красные микроклиновые морионовые граниты, вызывающие мигматизацию более древних пород меняющейся интенсивности. По своей ориентировке, взаимоотношениям с предшествующими и более поздними структурами, стилю деформации и ориентировке β_3 -оси рассматриваемый этап полностью аналогичен второй складчатости пород гимольской серии района Костомукши (Лазарев, 1971а). В обоих районах эти движения сопровождаются образованием жильных и дайкообразных тел лейкократовых микроклиновых гранитов с характерной зараженностью магнетитом. Это сходство прослеживается вплоть до деталей. Так, в частности, диаграмма β_3 -осей (рис. 11, б) оказывается идентичной диаграмме β_2 -осей для северной части района Костомукши (рис. 11, в).

ЧЕТВЕРТЫЙ ЭТАП ДЕФОРМАЦИИ

Наиболее поздняя генерация тектонических структурных элементов в макростроении пород района представлена системой запад-северо-западных трещин кливажа разлома, который развит хотя и повсеместно, но весьма неравномерно. Как правило, даже при наиболее интенсивном его развитии расстояние между трещинами не бывает меньше 5—10 см и обычно в выходах присутствуют лишь единичные трещины этой генерации. Морфологически S_4 выражены очень отчетливо, так как вдоль них развиваются эпидот, хлорит, альбит и часто каждая трещинка

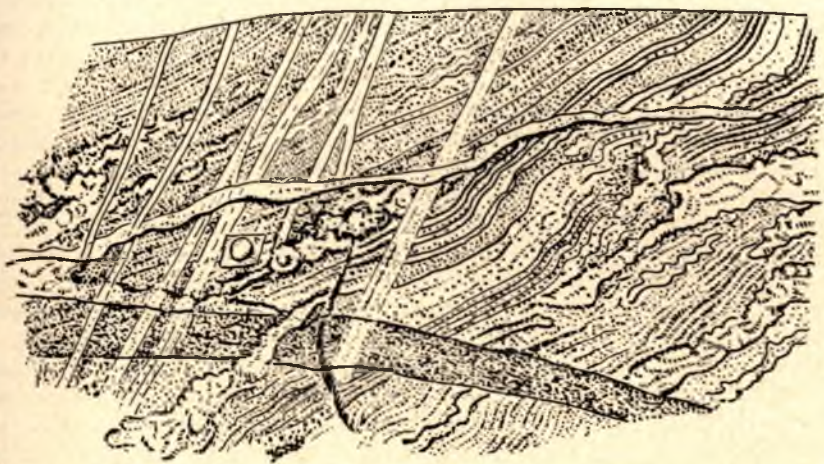


Рис. 16. Полосчатые биотитовые гнейсы с согласными жилами плагиогранитов и пегматитов секутся дайкой гранодиорита и затем вновь кварц-полевошпатовыми жилами. Наиболее поздней является система трещин F_4 с широкой зоной хлоритизации, эпидотизации и альбитизации в зальбандах.

сопровождается широкой зоной зальбандовых изменений (рис. 16). Этот кливаж был обнаружен во всех породах района, за исключением только наиболее молодых субширотных даек основных пород. Образование S_4 , по-видимому, происходило одновременно с внедрением даек или несколько предшествовало им, так как в самих дайках S_4 отсутствуют, а региональное залегание S_4 и дайковой серии одинаково.

В пределах района S_4 не сопровождаются смятием пород и перемещения по ним также обычно отсутствуют. Таким образом, этот этап характеризуется преимущественным образованием расколов растяжения в хрупких породах. В то же время в ряде случаев S_4 представлены парным кливажем скалывания, когда внутри зоны, четко очерченной двумя трещинными границами (S_4), развиваются косые относительно ограничений внутренние трещины скалывания (S_4').

Два пояса S_4 , отвечающие S_4' и S_4'' , четко выделяются и на диаграмме β_4 -осей (рис. 11, г). Их пересечение, или средняя B_4 -ось, погружается на запад-северо-запад под средними углами, а взаимоотношение S_4' и S_4'' указывает, что южные блоки смещались на запад относительно северных. Залегание S_4 при этом характеризует общее направление тектонических структур этапа.

По своей ориентировке, отсутствию пластической деформации, сопряженному низкотемпературному диафорезу структурные элементы F_4 вполне можно сопоставить с постъятулийскими деформациями в породах

фундамента в южной части Западной Карелии (Кратц и др., 1969) и в районах озер Лексозеро и Тулос в ее центральной части. Если справедливо предположение об одновозрастности F_4 и дайковой серии основных пород, то это сходство является полным.

МЕЖТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИНТЕРВАЛЫ

Каждая складчатость сопровождается образованием структурных элементов, которые в пределах исследуемого района имеют практически повсеместное распространение, т. е. присутствуют по крайней мере в большинстве произвольно выбранных точек наблюдения и образуют системы, так что, говоря, например, об sS_2 даже в пределах одного выхода, мы имеем в виду не единичную плоскость сланцеватости, а их некоторую совокупность.

Что касается межтектонических интервалов, то сформированные в это время элементы строения являются индивидуализированными в каждом конкретном объекте изучения и встречаются значительно реже. Если сланцеватость осевой поверхности (наиболее обычный плоскостной элемент) является сквозным элементом строения, т. е. представлена множеством (системой) индивидуальных плоскостей непрерывно от масштаба одного шлифа (2 см^2) до масштабов всей тектонической зоны (тысячи квадратных километров), то трещины отрыва, растяжения (наиболее обычные плоскостные элементы межтектонических интервалов) не являются сквозными вплоть до масштабов целых участков площадью в единицы и десятки квадратных километров. Таким образом, для выделения и характеристики структур межтектонических интервалов требуются систематические данные по большой площади (десятки—сотни квадратных километров). Кроме того, чтобы отнести какой-то структурный элемент к интервалу между F_{n-1} и F_n , в месте нахождения этого элемента должны присутствовать и четко опознаваться структурные элементы F_{n-1} и F_n . С учетом этих объективных ограничений даже при детальном изучении строения пород данные о межтектонических интервалах оказываются ограниченными.

В пределах района при обработке результатов межтектонические структуры отмечены только в 20 обнажениях из 200 изученных. На них, возможно, не стоило бы специально останавливаться, если бы не некоторые закономерности, которые вряд ли являются случайными.

Все структуры межтектонических интервалов представлены единичными разрывами, залеченными жильным материалом, примерно в 50% случаев со следами некоторого смещения крыльев и в нескольких случаях с флексурным изломом пород. Чаще всего они залечены пегматитами плагиогранитов и микроклиновыми гранитами с черным кварцем. По возрастным соотношениям они распадаются на три группы: первая (самая малочисленная) относится ко времени между F_2' и F_3'' , вторая (самая многочисленная) — к интервалу F_2'' — F_3' и третья — более поздняя, чем F_3'' , хотя не исключена возможность, что в нее попадают и структуры интервала F_3' — F_3'' . К трещинам первой группы приурочены полевошпато-кварцевые и пегматитовые жилы только с голубым кварцем. Пожалуй, самая примечательная черта всех межтектонических структур — одинаковое залегание с простиранием S_3 290 — 320° и почти вертикальное падение. Такое единообразие вряд ли является случайным. Более того, точно так же в сущности ориентированы и структуры F_4 . Таким образом, намечается, что для всего устанавливаемого интервала развития тектонических структур свойствен единый план «нескладчатых» напряжений, как бы прерываемый фазами складчатости.

О ВОЗРАСТЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПЕРВОГО И ВТОРОГО ЭТАПОВ ДЕФОРМАЦИИ

При характеристике этапов складчатости отмечалось, что тектонические структуры третьего этапа соответствуют тектоническим структурам второй фазы складчатости нижнепротерозойских образований района Костомукши, примыкающего к изученному району с юга. Хотя в районе Костомукши F_2 структуры наложены на структуры F_1 , и те и другие связаны единым процессом регионального метаморфизма и формирования гранитоидов (Лазарев, 1971а). В рассматриваемом районе наблюдаются аналогичные соотношения между F_2 и F_3 структурами и сопровождающими их формирование существенно микроклиновыми гранитами и процессами мигматизации. Кроме того, имеющиеся данные показывают, что F_2 структуры района оз. Верхнее Куйто непосредственно переходят в F_1 структуры района Костомукши, для которых также свойственно северо-восточное направление. Таким образом, F_2 структуры гнейсовой толщи, очевидно, являются ранними нижнепротерозойскими. Соответственно нижнепротерозойским оказывается и возраст гранитоидов диорит-плагиогранитной серии.

Значительно менее определенными являются данные о возрасте тектонических структур первого этапа. Геологические данные, изложенные в первой главе, свидетельствуют, что породы гнейсовой толщи и плагиогранитной серии вплоть до даек гранодиоритов и плагиомикроклиновых гранитов содержат минералы, испытавшие один и тот же процесс перекристаллизации, и наиболее ранние устанавливаемые составы и состояния таких сквозных минералов, как биотит, плагиоклаз и рудные, оказываются одинаковыми. Таким образом, при петрографическом изучении биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов не устанавливается догранитных ассоциаций минералов. Однако возможность их существования не может быть полностью исключена. В частности, в амфиболитах, которые в целом наименее захвачены мигматизацией и сопутствующей ей перекристаллизацией, могли сохраниться догранитные ассоциации. Правда, и в амфиболитах наиболее ранний плагиоклаз по своим особенностям (морфологии зерен, двойников, наличию криптоантипертитов) полностью подобен раннему плагиоклазу плагиогранитов и гнейсов, а амфиболы и пироксены весьма выдержаны по оптическим свойствам и составу. Таким образом, единственные возможные реликтовые догранитные свойства, которые могут быть обнаружены в минералах амфиболитов, заключаются в особенностях предпочтительной ориентировки решеток, несовместимых с тектоническими элементами F_2 . Естественно, что они могут быть установлены лишь микроструктурным анализом. Если учесть, что какие-либо данные о наличии гранитоидов, сопряженных с формированием F_1 , отсутствуют, а сами складки F_1 до начала движений F_2 скорее всего были пологими и открытыми, то можно заключить, что в настоящее время нет веских оснований для их отнесения к архею, представляющему самостоятельный цикл геологического развития.

Альтернативной является возможность ранне-нижнепротерозойского (ребольского) возраста F_1 .

Для тектонического плана ребольских структур (Лазарев, 1971б, 1973) свойственно выдержанное почти меридиональное направление по всей территории Западной Карелии вплоть до широты оз. Кимасозеро. К северу оно начинает все более искажаться вследствие усиления дополнительного северо-восточного направления. Примечательно, что с появлением северо-восточных складок региональное простирание пород становится северо-западным. Единая и выдержанная меридиональная складчатость как бы расщепляется на два комплементарных направле-

ния, роль которых в процессе складчатости меняется. В районе Костомукши северо-восточные складки выражены уже вполне отчетливо и ими сформирован поперечный изгиб Костомукшской синклинали. Однако в целом они одновременны с главным направлением складок и формировались в ходе одного этапа (периода) складчатости, хотя и на поздних стадиях его, одновременно с опрокидыванием, срывом и надвиганием крыльев ранних продольных структур (Лазарев, 1971а). Далее на север роль северо-восточных структур еще более усиливается, так что в северной части района Костомукши (к северу от оз. Корпанги) общее простиранье пород гимольской серии и первых складок становится северо-восточным. Эти структуры, как отмечалось, непосредственно смыкаются с F_2 структурами рассматриваемого района. Таким образом, к северу происходит смена роли двух ассоциирующих направлений складок. Естественно предположить, что при этом северо-восточные движения, оставаясь более поздними, проявляются не только резче, но и раньше. Тем самым северо-западные структуры будут все более редуцироваться, и если северо-восточные движения начнутся раньше прохождения термального пика метаморфизма и формирования гранитоидов, то северо-западные структуры окажутся дометаморфическими и догранитными. Таким образом, можно заключить, что возможность нижнепротерозойского возраста F_1 вполне реальна. Она хорошо согласуется с особенностями ребольской складчатости и позволяет объяснить отсутствие гранитоидов, связанных с F_1 , и следов самостоятельного этапа метаморфизма.

Основная проблема, которая возникает в связи с этим, может быть сформулирована следующим образом.

1. Если F_1 имеют архейский возраст, то что собой представляет по крайней мере последний этап архейского развития на территории Западной Карелии?

2. Если F_1 имеет нижнепротерозойский возраст, то каков же возраст первоначального накопления гнейсовой толщи?

ВЫВОДЫ

Подводя итог рассмотрению данных о геологическом строении района, можно сделать следующие выводы.

1. В формировании наблюдаемого строения района основное значение имела ранняя нижнепротерозойская складчатость F_2 .

2. Разнообразные гранитоиды района имеют нижнепротерозойский возраст. Формирование диорит-плагиогранитной серии было синкинематическим относительно тектонических движений F'_2 и закончилось к началу движений F''_2 . Породы собственно гранитной серии, представленные существенно калиевыми (микроклиновыми) гранитами, связаны с последней фазой (F''_2) ранней нижнепротерозойской складчатости. В это время в основном проявилась связанная с ними мигматизация. Они продолжают формироваться и в ходе F'_3 движений. Две серии гранитоидов, следовательно, отделены перерывом в одну фазу складчатости (F''_2).

3. F_2 -складчатость сопровождалась прогрессивным региональным метаморфизмом, пики которого и интенсивная перекристаллизация пород сопряжены с внедрением гранитоидов и мигматизацией ранее сформированных пород. Устанавливаемые при петрографическом изучении последовательные стадии изменения первоначальных минералов поэтому могут быть сопоставлены с этапами и фазами тектонических движений. Появление ранних полисинтетических альбитовых двойников и криптоантипертитов в плагиоклазе, равно как разложение первоначального биотита с выделением рутила, очевидно, происходило в конце F''_2 и

в интервале между F_2'' и F_2''' , поскольку это свойственно всем породам вплоть до гранодиоритов и плагиомикроклиновых гранитов. С началом F_2''' ранняя система двойников в плагиоклазе стирается, появляются альбит-периклиновые комплексы, решетчатый микроклин, биотит становится бурым, что сопровождается выделением сфена. Этот процесс захватывает и F_3 , по крайней мере F_3' , тогда как во время F_3'' происходит полное разложение биотита с выделением магнетита и формируются поздние преимущественно альбитовые двойники плагиоклаза, накладывающиеся на альбит-периклиновые комплексы или развивающиеся в мелких новообразованных зернах. Таким образом, если со вторым этапом гранитообразования сопряжены как прогрессивные (стирание ранних двойников, исчезновение антипертитов и гомогенизация плагиоклаза), так и регрессивные изменения, то наблюдаемые изменения минералов характеризуют только регрессивную стадию первого этапа гранитообразования.

Глава III

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

ЗАДАЧИ И МЕТОДИКА

Минералы, кристаллизующиеся в ходе метаморфизма, находятся в равновесии с окружающей средой. В петрологии обычно изучают лишь химическое равновесие, т. е. равновесие состава минерала с внешними условиями. Однако растущий минерал находится также и в пространственном (структурном) равновесии со средой. Анизотропия свойств среды накладывает свой отпечаток и предопределяет не только направления преимущественного роста зерен и тем самым их морфологию (Григорьев, 1961; Письменный, 1960; Поваренных, 1965; Шафрановский, 1954, 1956, 1968), но обуславливает также предпочтительную ориентировку кристаллических решеток. Поэтому структура, образуемая множеством решеток зерен некоторого минерала, оказывается согласованной со структурой среды минералообразования. Как и всякая структура, она может быть охарактеризована группой операций автоморфизма (группой симметрии), которая будет находиться в определенных отношениях с симметрией среды минералообразования, регламентируемых принципом Ноймана—Миннигероде—Кюри (Копчик, 1973; Кюри, 1966; Шубников, 1946, 1956; Шубников, Копчик, 1972).

Симметрия среды минералообразования складывается из симметрий отдельных, составляющих данную среду факторов. Такие петрологически важные факторы, как температура и гидростатическое давление, имеют собственную симметрию, эквивалентную симметрии шара. Среда, определяемая только этими двумя факторами, также будет иметь симметрию шара, т. е. будет изотропной. Вследствие этого кристаллизующиеся минералы не будут иметь предпочтительной ориентировки, возникающей лишь у минералов, растущих в анизотропных средах, симметрия которых ниже симметрии шара. Из числа факторов, которые понижают симметрию среды, наиболее существенная роль принадлежит полю тектонических напряжений.

Для тектонических напряжений и обусловленных ими движений и деформаций свойственны разнопорядковость и сквозной характер проявления. Они охватывают геологические тела, варьирующие от масштабов домена кристаллической решетки до планетарного масштаба. В зависимости от масштаба проявления тектонические напряжения приводят к разным результатам. Если в макро- и мегамасштабе тектонические напряжения вызывают деформацию горных пород, проявлением которой являются складки, разрывы и относительные перемещения масс, то в микромасштабе они являются главной причиной возникновения предпочтительной ориентировки минералов. Поскольку при метаморфизме идет зарождение и рост новых минеральных фаз, их пространственное расположение оказывается одновременным с кристаллизацией. Метаморфизм и деформация, следовательно, смыкаются в едином процессе минералообразования.

Микроструктурный анализ, специально направленный на изучение предпочтительной ориентировки минералов, позволяет:

1) охарактеризовать структуру горных пород и получить данные о динамических характеристиках среды минералообразования;

2) довести тектонические возрастные реперы до уровня микроскопического изучения, скоррелировать стадии минералообразования с фазами тектонических движений и на этой основе провести возрастное расчленение и корреляцию минералов и ассоциаций;

3) проследить ход структурных изменений во время определенного геологического процесса с последующей его термодинамической интерпретацией и тем самым получить данные о направлении изменения термодинамических условий во время протекания данного процесса;

4) установить типы равновесно сосуществующих предпочтительных ориентировок различных минералов, т. е. охарактеризовать их структурные равновесия.

Все эти вопросы взаимосвязаны в том отношении, что решение каждого последующего опирается на данные предыдущих. В частности, невозможно проследить ход структурных изменений во время какого-либо этапа метаморфизма без детального расчленения минералов и их ассоциаций, т. е. без выделения макроскопических возрастных реперов, фиксированных в строении пород, и их последующего прослеживания на уровне микроструктурного анализа.

В ходе настоящего изучения микроструктурный анализ был принят для получения данных о направленности структурных превращений во время гранитизации и мигматизации суперкrustальных образований и для выявления типов структурных равновесий между такими широко распространенными минералами, как роговая обманка, моноклинный и ромбический пироксен и плагиоклаз. Решение этих вопросов в свою очередь потребовало расширения существующей методики микроструктурного анализа.

Обычно при микроструктурном анализе считается достаточным получение данных о распределении одного какого-либо направления решетки, как например $[0001]$ кварца, $[001]$ амфибола, пироксена, кинита и т. п., что не позволяет однозначно представить ориентировку решетки в пространстве. С другой стороны, получение данных ориентировки не сопровождается параллельным изучением оптических свойств, так как это требует определения координат нескольких направлений. Для решения указанных вопросов такие данные были бы недостаточны. Поэтому при проведении микроструктурного анализа потребовалось прежде всего получить такой набор замеров координат отдельных направлений, который позволил бы по возможности однозначно охарактеризовать ори-

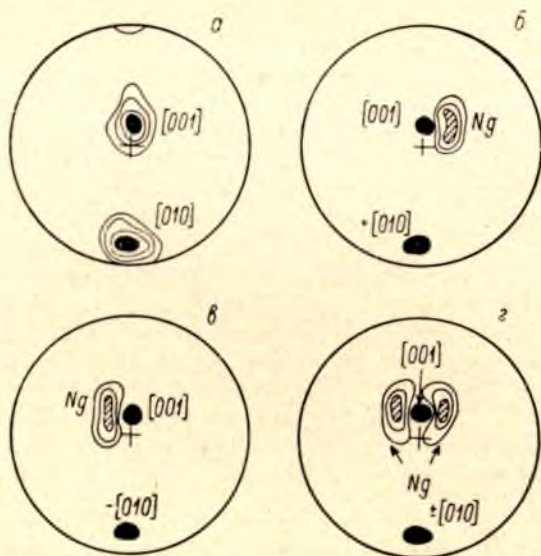


Рис. 17. Варианты полной ориентировки роговой обманки.

$[001]$ и $[010]$ образуют единичные максимумы (а), которым соответствуют три варианта ориентировки Ng (б, в, г). В зависимости от ориентировки Ng меняется знак выхода $[010]$.

ентировку каждого зерна с тем, чтобы выделить статистически однородные группы зерен (группы ориентировки). Параллельное изучение оптических свойств, возрастных отношений отдельных зерен, учет различных морфологических признаков (габитус, размер, двойникование, характер включений и т. д.) со своей стороны дает возможность установить относительный возраст групп ориентировки и скоррелировать изменения в пространственном поведении решеток с изменениями химического состава и петрографических особенностей, т. е. проследить эволюцию минералов во всех основных ее аспектах.

Замеры двух кристаллографических или кристаллооптических осей позволяют однозначно представить ориентировку решеток минералов ромбической и более высоких сингоний. Для моноклинных минералов необходимо иметь координаты не менее чем трех осей. Так, при наличии координат только $[001]$ и $[010]$ роговой обманки существует несколько вариантов возможного расположения Ng , а значит Np и $[100]$. В статистическом плане их может быть не менее трех, если даже $[001]$ и $[010]$ образуют единичные максимумы (рис. 17). Следовательно, для определения полной ориентировки, кроме $[001]$ и $[010]$, нужно в каждом зерне определить и координаты третьей оси. Для триклинных минералов число необходимых координат возрастает до пяти, так как необходимо определить все три главные кристаллографические и две кристаллооптические оси. Осуществить это на практике, например при изучении полевых шпатов, практически невозможно и поэтому приходится ограничиваться установлением координат близких направлений: $\perp (010)$ вместо $[010]$ и $\frac{\perp [010]}{RS}$ вместо $[100]$.

Наличие координат кристаллографических и кристаллооптических осей позволяет определить знаки осей. В частности, в моноклинных минералах по направлению отклонения Ng от $[001]$ вправо и влево легко определяется знак выхода $[010]$ (Лазарев, Белоусов, 1967). Разные варианты расположения Ng относительно $[001]$ на рис. 17 с этой точки зрения характеризуются различием знака $[010]$ при одной и той же ее ориентировке. Учет знаков осей позволяет, следовательно, представить ориентировку каждого зерна через стереографические проекции только кристаллографических направлений, которым и приписывается определенный знак в зависимости от поведения кристаллооптических осей. В дальнейшем при характеристике пироксенов и амфиболов всюду будут приводиться соответствующие данные о знаках $[010]$. Что касается плагиоклазов, то несмотря на наличие координат Ng , Nm , Np , $\frac{\perp [010]}{RS}$, $\perp (010)$ и $\perp RS$, знаки кристаллографических направлений не определялись, так как, хотя данные об ориентировке плагиоклаза охватывают все оси, доступные оптическому определению, они все же недостаточны для однозначного представления пространственного поведения решетки. Наконец, следует отметить, что установление координат нескольких направлений решетки позволяет почти полностью избежать влияния «эффекта среза» (Sander et al., 1954), ибо те направления, которые нельзя измерить непосредственно, можно получить графически.

Множество зерен данного минерала, образуя единую пространственную систему, является подмножеством зерен всех минералов, слагающих горную породу и подсистемой внутри общей системы организации вещества горной породы. Соответственно предпочтительная ориентировка каждого минерала представляет собой частичное строение (субстроение) общего строения горной породы. Первым шагом в изучении предпочтительной ориентировки является составление контурных диаграмм распределения отдельных осей. Такие диаграммы ниже будут называться узорами, на-

пример узор Ng , узор $[010]$ и т. п. В каждом узоре обособляются отдельные области концентрации осей, называемые компонентами узора. Можно сказать также, что компонент узора представляет собой группу осей, ориентировка которых во всех или только некоторых отношениях статистически одинакова. В этих отношениях компоненты образованы статистически однородными (гомогенными) осями. В качестве компонента узора обычно выбирается единственный максимум или пояс осей, хотя в качестве самостоятельного компонента для удобства дальнейшего анализа может быть выделена часть единого пояса или максимума.

В процессе анализа отдельные компоненты разных узоров сопоставляются друг с другом, в результате чего находятся соответственные или эквивалентные компоненты. Набор эквивалентных компонентов узоров представляет уже не ориентировку осей, а ориентировку зерен (решеток) и сам является компонентом, но компонентом субстроения. По аналогии с компонентами узора компоненты субстроения можно определить как группы зерен, имеющих статистически-гомогенную (в одном или нескольких отношениях) ориентировку. Упомянутые выше группы ориентировки в итоге соответствуют понятию компонента субстроения, которые могут изображаться различно. Так, например, на одну диаграмму могут быть вынесены все индивидуальные замеры эквивалентных компонентов узоров. Другой способ состоит в том, что для компонентов узора определяется статистически средняя ориентировка или положение центра тяжести, который и представляет теперь в схематизированном виде весь компонент узора. В таком случае стереографическая проекция компонента субстроения оказывается подобной стереографической проекции одного кристалла, т. е. можно говорить о статистических индивидах. В некоторых случаях статистические индивиды полностью подобны или лучше сказать изоморфны монокристаллам, в других — они изоморфны двойникам и закономерным сросткам минералов. Однако статистический характер компонентов субстроения предопределяет появление новых взаимоотношений между кристаллографическими осями, отсутствующих в кристаллографии. Например, единичному максимуму одной оси часто соответствует поясовое распределение двух других осей, нормальных к данной. Статистическая природа индивидов и влияние различных случайных факторов при ограниченном числе замеров могут привести и к появлению таких взаимоотношений, которые как бы противоречат законам кристаллографии. Например, может оказаться, что угол между центрами тяжести максимумов Ng и Nm не равен 90° . Эти отличительные черты статистических индивидов находят свое отражение и в их симметрии. В отличие от симметрии монокристаллов в симметрию статистических индивидов входят оси симметрии бесконечного порядка, а также элементы черно-белой симметрии или антисимметрии, по А. В. Шубникову (1946, 1951, 1958). Последние впрочем необходимы для описания двойников и сростков кристаллов (Марфуни, 1962; Мокиевский, 1966).

Обобщенное представление субстроений в виде одного или нескольких ассоциирующих статистических индивидов особенно компактно, наглядно и удобно при сопоставлении компонентов субстроений друг с другом не только для прослеживания сходства и различия в пространственном поведении, но также при сопоставлении оптических свойств, относительного возраста и других характеристик минералов горных пород. Таким образом, сущность принятой методики микроструктурного анализа состоит в следующем.

1. Определение в каждом исследуемом зерне координат всех доступных кристаллографических и кристаллооптических осей для того, чтобы пространственное положение решетки могло быть представлено по возможности однозначно.

2. Проведение замеров не подряд, что способно дать лишь смешанную усредненную картину предпочтительной ориентировки, которую невозможно разложить на частные, как правило, разновременные субстроения, а по отдельным группам зерен, которые предварительно выделяются по характерным возрастным и морфологическим признакам: взаимоотношениям с другими минералами, форме зерен, принадлежности к определенным текстурным агрегатам, наличию или отсутствию включений, типу двойникования и т. п.

3. Параллельное изучение оптических свойств.

4. Взаимное сопоставление групп ориентировки, оптических свойств и петрографических характеристик.

В рассматриваемом районе единственным сквозным минералом всех типов пород является плагиоклаз. Однако особенности состава и двойникования плагиоклаза гранитоидов (альбитовые двойники, Al_{20-27}) не позволяют получить развернутые данные об ориентировке кристаллографических осей и оценить оптическими методами вариации степени упорядоченности. Напротив, плагиоклазы основных пород дают развернутую информацию как о деталях предпочтительной ориентировки, так и о взаимосвязи особенностей ориентировки с типом двойникования, степенью упорядоченности и т. п. Поэтому изучение плагиоклазов гранитоидов дает опорные, общие данные для возрастной корреляции структурных изменений основных пород с этапами гранитообразования. Минералы основных пород (пироксеновых полевошпатовых амфиболитов) были выбраны как основной объект изучения еще потому, что основные породы являются догранитными образованиями и в целом наименее изменены в процессе гранитизации. В них лучше всего могли сохраниться догранитные структуры, что позволяет в наибольшей степени проследить весь ход структурных превращений. Наконец, в основных породах развита петрологически важная пироксен-амфибол-плагиоклазовая группа ассоциаций. Все эти минералы принадлежат к триклинной и моноклинной сингониям и имеют несколько индивидуализированных, оптически хорошо различимых направлений. В них легко замеряется также ряд оптических констант, прямо зависящих от состава. Кроме того, для них свойственны многие дополнительные признаки: вариации в форме и размере зерен, двойникование, структуры распада твердого раствора и т. п. Параллельное изучение всех этих свойств и признаков и их сопоставление на основе данных об ориентировке естественно сильно увеличивает трудоемкость работы. Вместе с тем, чем больше изучается признаков, тем полнее информация об условиях образования минерала и тем больше возможностей детально проследить историю метаморфизма. Можно сказать поэтому, что триклинные и моноклинные минералы представляют наиболее интересный объект структурно-петрологического изучения, тем более что они доминируют в земной коре (Шафрановский, 1970).

Наконец, следует отметить, что приводимые ниже диаграммы ориентировки в отличие от макроструктурных диаграмм представляют собой проекцию на верхнюю полусферу стереографической проекции, что в данных условиях было более удобным.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

В процессе исследований было изготовлено большое число шлифов, вырезанных по плоскостям, закономерно ориентированным относительно элементов макростроения. Из каждого образца вырезалось не менее 2—3 шлифов. Так например, в обр. 65 были вырезаны шлифы

в плоскости, нормальной к линейности, (шлиф 65b), и в плоскости, нормальной к сланцеватости, но параллельной линейности, т. е. нормальной к a_c -оси (шлиф 65a). Наличие ориентированных срезов позволило уже в ходе предварительного изучения шлифов на плоском столике иметь ясное представление о пространственном поведении и взаимоотношениях минералов. Наиболее интересные и представительные шлифы были затем отобраны для детального петрографо-микроструктурного анализа. Поскольку ниже результаты изучения сгруппированы по типам минералов, необходимо привести геологическую и петрографическую характеристику изученных образцов, места взятия которых показаны на рис. 3.

Ориентировка минералов была изучена в пяти образцах: 112, 66, 65, 7 и 1112. Первые четыре образца представляют собой в разной степени мигматизированные амфиболиты, а последний — биотит-гранат-силлиманитовый гнейс.

На участке, где был взят обр. 112 двупироксенового амфиболита, доминирующим типом пород являются плагиоклазовые гнейсо-граниты с голубым кварцем, которые слагают широкое поле к югу и юго-востоку от обн. 112. При приближении к обн. 112 в плагиогранитах возрастает число и мощность будинированных реликтовых включений амфиболитов, так что плагиограниты постепенно переходят в полосчатые и линзовидно-полосчатые мигматиты с субстратом гранитизированного амфиболита. Ширина полосы мигматитов достигает 100 м. Полосчатость в мигматитах и гнейсовидность в гранитах имеют северо-восточное простирание и крутое юго-восточное падение. В северном направлении их залегание постепенно меняется от СВ 25° , ЮВ $\angle 70^\circ$ до СВ 10° , ЮВ $\angle 85^\circ$. Мощность однородных немигматизированных сланцеватых амфиболитов, сменяющих мигматиты и содержащих лишь сетку тонких прожилков плагиогранита, составляет несколько десятков метров. В обн. 112 сланцеватость имеет вертикальное падение и ориентирована на СВ 8° . Далее к северу амфиболиты вновь сменяются мигматитами плагиогранитов, в современном виде представляющих биотит-амфиболовые гнейсы, переслаивающиеся с будинированными «прослоями» амфиболитов видимой мощностью около 100 м. В них происходит дальнейшее изгибание полосчатости, направление которой становится северо-западным (СЗ 340° , СВ $\angle 70^\circ$). Биотит-амфиболовые гнейсы в свою очередь сменяются биотитовыми гнейсами, смятыми в сжатые F_3 складки (СЗ 340°) при общем меридиональном простирании S_1 .

Таким образом, амфиболиты, из которых взят обр. 112, представляют собой центральную часть мощного горизонта амфиболитов, в наименьшей степени подверженную воздействию плагиогранитов и макроскопически не затронутую плагиомикроклиновыми и микроклиновыми гранитами. Воздействие последних устанавливается лишь в обнажениях биотитовых и отчасти биотит-амфиболовых гнейсов севернее обн. 112. В то же время для всего участка свойственно заметное проявление F_3 движений, обусловивших север-северо-восточное и меридиональное простирание S_1 и S_2 и развитие северо-западных складок.

Обр. 66 и 65 взяты из обнажений на островах оз. Верхнее Куйто. Обр. 66 взят из мощного (не менее 100 м) пласта сланцеватых амфиболитов, который с запада граничит с темными мигматитами плагиомикроклиновых гранитов по биотитовым гнейсам. Гнейсы сохранились в виде тонких расплывчатых полос субстратов в гранитном материале. Граниты среднезернистые, розовые, с серым и буроватым кварцем. Голубой кварц в мигматитах сохраняется только в отдельных местах. В отличие от гнейсов амфиболиты не захвачены мигматизацией и содержат лишь жилы плагиопегматитов мощностью до 15 м с запад-северо-западным простиранием.

С востока и юго-востока амфиболиты граничат с биотит-амфиболовыми гнейсами. Гнейсы мигматизированы, но степень мигматизации слабее,

чем в биотитовых гнейсах западнее амфиболитов. Мигматизация обусловлена развитием согласных и косо секущих полосчатость жил плагиогранитов с голубым кварцем. Плагиомикроклиновые граниты в районе обн. 65 и 66 отсутствуют, но вновь появляются южнее, вызывая интенсивную мигматизацию гнейсов и почти полное исчезновение в них роговой обманки. Как и сланцеватые амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы содержат запад-северо-западные жилы плагиопегматитов, секущие мигматизированный субстрат.

Контакт амфиболитов с биотит-амфиболовыми гнейсами резкий, неровный, но согласный с полосчатостью гнейсов, идущей на СВ 20° . В амфиболите развита реликтовая сланцеватость, идущая на СВ 58° , которая не продолжается в гнейс и при приближении к контакту изгибается, приобретая более северное простирание. Мигматитовые послойно-секущие жилы плагиогранитов образуют небольшие втеки и языки, вдающиеся в амфиболит вдоль сланцеватости.

В биотит-амфиболовых гнейсах обычны будинированные прослои амфиболитов мощностью до 1 м. Их количество к юго-востоку уменьшается. Обр. 65 был взят в одном из прослоев амфиболита в юго-восточной части полосы биотит-амфиболовых гнейсов.

Обр. 7 также был взят из прослоя амфиболита в биотит-амфиболовых гнейсах, развитых в южном крыле Вокнаволоцкой синформы в северо-западной части участка, строение которого изображено на рис. 2. Для гнейсов свойственно вполне однородное, почти неполосчатое строение и диоритоподобный облик, обусловленный сильной перекристаллизацией пород, которая не сопровождалась жильной инъекцией гранитного материала. Залегание гнейсовидности СЗ 300° , СВ $\angle 58^\circ$. Вдоль гнейсовидности вытянуты ленты амфиболита шириной 10—20 см. В амфиболитах заметна линейность, идущая почти по падению. Единичные жилы плагиогранитов мощностью 0.3—0.5 м грубо следуют направлению гнейсовидности. Гнейсы и плагиограниты рассечены сколами (СВ 20° , СЗ $\angle 85^\circ$), залеченными плагиомикроклиновыми гранитами. Крылья сколов смещены относительно друг друга на расстояние от 30 до 60 см, так что породы, залегающие в северо-западном крыле сколов, сдвинуты в юго-западном направлении.

Таким образом, для образцов амфиболитов из обн. 112 и 66 макроскопически свойственна наименьшая степень перекристаллизации, сопряженной с формированием плагиогранитов. Их строение в той или иной мере могло измениться в ходе образования плагиомикроклиновых гранитов, т. е. во время F_2''' движений, но степень этого преобразования невелика и, по-видимому, примерно одинакова. В то же время в районе обн. 112 интенсивно проявились F_3 движения, следы которых отсутствуют в местах взятия других образцов. Их воздействие очевидно, должно было сказаться на строении амфиболитов в обн. 112 в наибольшей степени.

По сравнению с обр. 112 и 66 для амфиболита из обн. 65 свойственна более высокая степень перекристаллизации, сопряженная с образованием плагиогранитов. Ввиду того что образец был взят из маломощного прослоя амфиболита, не исключено, что перекристаллизация и изменения строения породы во время образования плагиомикроклиновых гранитов F_2''' могли проявиться сильнее, чем в обр. 112 и 66, хотя их непосредственное воздействие отсутствует и в этом отношении геологическая обстановка идентична с обн. 112 и 66.

Обр. 7 характеризуется общей наиболее высокой степенью перекристаллизации. Несмотря на небольшое количество гранитного материала, присутствующего в виде отдельных жил с резкими контактами, можно предполагать, что перекристаллизация, сопряженная с плагиогранитами, была наиболее сильной, так как жилы секут полностью перекристаллизо-

ванные диоритоподобные породы. В обнажении, кроме того, устанавливается непосредственное воздействие на строение пород F_2''' движений и сопряженных с ними плагиомикроклиновых гранитов.

Еще более интенсивно повлияли F_2''' движения и плагиомикроклиновые граниты на строение пород в обн. 1112, откуда был взят образец мусковит-биотит-силлиманит-гранатового гнейса. Обнажение расположено в 1.5 км западнее бывшей дер. Кенас (на оз. Кенас к западу от дер. Вокнаволоку) и объединяет группу выходов, в которых с запада вскрываются тонкополосчатые (S_1 СВ 20° , ЮВ $\angle 74^\circ$) амфибол-биотитовые гнейсы. Гнейсы содержат согласные с полосчатостью мигматитовые полевошпатовые кварцевые прожилки с голубым кварцем и секутся жилой мелкозернистого микроклинового гранита (СВ 43° , ЮВ $\angle 85-90^\circ$). Эти граниты в свою очередь пересекаются жилой гигантокристаллического мясо-красного рапакивиоподобного морионового гранита с залеганием СЗ 343° , СВ $\angle 80^\circ$.

Тонкополосчатые амфибол-биотитовые гнейсы через 20 м на юго-восток сменяются более однородными мелкозернистыми гнейсами с амфиболитоподобной текстурой. Видимая их мощность достигает 30 м. Тонкие мигматитовые прожилки плагиогранитов собраны в изоклинальные складки, осевые поверхности которых идут на СЗ 350° , ЮЗ $\angle 47^\circ$. К востоку степень мигматизации гнейсов растет за счет развития многочисленных инъекционных прожилков плагиомикроклиновых гранитов. Наиболее четко оформленные прожилки приурочены к зонам скалывания—скольжения (СВ 35° , ЮВ $\angle 84^\circ$). На поверхности мигматитовой полосчатости видна линейность ЮВ 91° , $\angle 45^\circ$.

Амфибол-биотитовые гнейсы сменяются гранатсодержащими (порфиروбласты 1—3 см в поперечнике) светлыми, желтоватыми или зеленоватыми тонкослоистыми песчаниковидными гнейсами. В 7 м от контакта с амфибол-биотитовыми гнейсами появляется силлиманит, розетки игольчатых неориентированных зерен которого выполняют промежутки между зернами граната. Силлиманит-гранатовые гнейсы рассечены многочисленными зонами скалывания—скольжения, ориентированными на СВ 46° , СЗ $\angle 78^\circ$ и сложенными стержневидным кварцем, линзовидными зернами полевого шпата, просечками и изолированными зернами четко ориентированного силлиманита. Ориентировка силлиманита полностью согласна с вытянутостью просечек и зон скалывания—скольжения. Резкая линейность по кварцу и силлиманиту горизонтальная.

Ориентировка зон скалывания—скольжения сопряжена со структурными элементами F_2'' . Наиболее крупная из них имеет прожилковый характер, так что агрегат линейчатых зерен кварца, силлиманита и полевого шпата обрамляется пегматитовым материалом с прозрачным бурым кварцем. Наиболее тонкие кливажеподобные зоны почти нацело сложены ориентированным силлиманитом. Образец для изучения был взят из мусковит-биотит-силлиманит-гранатового гнейса с просечками ориентированного силлиманита.

Таким образом, в обн. 1112 развиты различные F_2''' структурные элементы: отдельные сколы, серии кливажеподобных зон скалывания—скольжения, мелкие изоклинальные складки и сланцеватость. В той или иной мере они подчеркиваются плагиомикроклиновыми гранитами с бурым кварцем и силлиманитом, синкинематическим относительно F_2'' .

Обратимся теперь к петрографической характеристике изученных образцов.

В обр. 112 примерно в равных количествах развиты плагиоклаз и темноцветные, представленные ромбическим и моноклинным пироксеном, зеленой, слегка буроватой роговой обманкой и единичными зернами биотита и магнетита. Среди темноцветных преобладает роговая обманка, зерна которой вполне отчетливо распадаются на две разновидности.

К первой относятся преимущественно крупные зерна, достигающие 1 мм по наибольшему диаметру. Они образуют вытянутые по сланцеватости скопления из 3—7 зерен. Другие зерна, обычно мелкие (0.2—0.4 мм), образуют цепочки, которые как бы связывают скопления зерен первой разновидности.

Взаимоотношения роговой обманки с пироксеном различны. По этому признаку можно выделить три группы зерен. Первую образуют изолированные мелкие (меньше 0.2 мм в поперечнике) ксеноморфные зерна, включенные в пироксен (рис. 18, а, б). Оси [001] этих зерен совпадают как с макроскопической линейностью, так и образуют с ней большой угол, но плоскости (100) обычно следуют сланцеватости. Реакционные отношения роговой обманки с включающим пироксеном отсутствуют, хотя нередко между обоими минералами наблюдаются гомоосевые соотношения. Зерна роговой обманки, включенные в пироксен, по совокупности признаков образуют наиболее раннюю возрастную группу. Их кристаллизация закончилась до начала кристаллизации включающих зерен пироксена. Оптические свойства роговой обманки (средние значения $cNg=14.7^\circ$, $-2V=65.1^\circ$) позволяют оценить магнезиальность ее в 45% (Дир и др., 1965).

Вторую группу составляют зерна, которые сами включают пироксен (рис. 18, в). Морфологически они принадлежат к первой группе. Оси [001] почти всегда ориентированы вдоль линейности и лишь в единичных случаях под большим углом к ней. Оптические свойства идентичны с зернами первой группы (средние значения $cNg=14.6^\circ$, $-2V=65.3^\circ$). Включения пироксена в роговой обманке окружены тонкими реакционными каемками. Образование роговой обманки происходило вслед за образованием включенного пироксена.

Наиболее многочисленной является группа зерен роговой обманки, которые или вообще не находятся в контакте с пироксеном, или характер взаимоотношений не позволяет судить об относительном возрасте (рис. 18, г). В эту группу входят не только мелкие, но частично и крупные зерна. По форме они также различны и представлены как четко идиоморфными, с развитыми гранями (110), так и скелетными кристаллами, выполняющими промежутки между зернами плагиоклаза. Границы с пироксеном у амфиболов этой группы неизменно четкие, резкие, без следов реакционных отношений. По оптическим свойствам роговые обманки отличаются от других групп более низкими углами угасания ($cNg=13.5^\circ$) и повышенным углом оптических осей ($-2V=67.6^\circ$), что может свидетельствовать как о несколько более высокой магнезиальности, оцениваемой в этом случае в 48%, так и повышении содержания кальция.

Часть зерен роговой обманки включена в плагиоклаз. Однако их количество оказалось недостаточным для выделения самостоятельной группы. Тем не менее в ходе изучения эта совокупность рассматривалась самостоятельно, и ее ориентировка была сопоставлена с другими группами. Она оказалась идентичной с ориентировкой амфиболов третьей группы. Поэтому ниже амфиболы, включенные в плагиоклаз, рассматриваются совместно с амфиболами, не имеющими взаимоотношений с пироксеном. Оптические свойства, однако, заметно отклоняются от других групп ($cNg=12.4^\circ$, $-2V=71.0^\circ$), свидетельствуя о заметном влиянии на состав локальной геохимической обстановки. Поскольку эти роговые обманки включены в плагиоклаз, они вероятнее всего наиболее обогащены кальцием.

Пироксены, подобно роговой обманке, образуют цепочки зерен, вытянутые по сланцеватости. Форма зерен неправильная, сколько-нибудь заметные грани отсутствуют. Размер зерен ромбического пироксена составляет 0.2—0.3 мм, тогда как моноклинного пироксена — 0.4—0.8 мм. Оптические свойства клинопироксена довольно выдержаны: $cNg=41.8—$



Рис. 18. Взаимоотношения роговой обманки с пироксеном в обр. 112. Без анализатора
 а — замещение включения роговой обманки (Hb) клинопироксеном (Cpx), в котором сохраняется амфиболовая спайность; б — псевдоморфоза ортопироксена по роговой обманке (Hb), включенной в ортопироксен (Opx), сохраняются контуры зерна и амфиболовая спайность; в — клинопироксен (Cpx), включенный в роговую обманку (Hb), видна реакционная кайма по периферии зерна клинопироксена; г — роговая обманка, не имеющая взаимоотношений с пироксенами.

44° , $+2V=59,0-59,5^\circ$, что отвечает ферросалиту с 55—60% геденбергита (Трегер, 1958). У ортопироксена угол оптических осей колеблется в более широких пределах — от 51 до $62,5^\circ$, свидетельствуя о колебаниях магнетизмичности от 30 до 50%.

Зерна плагиоклаза отчетливо распадаются на три группы, различающиеся размерами, составом, степенью упорядоченности и морфологией двойников.

Наиболее крупные (до 1,5 мм по длинной оси) порфиробластические с неправильными, иногда причудливыми контурами зерна имеют три системы двойников. Ранняя периклиновая система пересечена альбитовой, которая в свою очередь сечется поздней периклиновой (рис. 19, а). Состав, определенный по диаграмме А. С. Марфунина (1962), характеризуется $40 \pm 2\%$ An при степени упорядоченности, в среднем равной 81%. Ранние периклиновые двойники очень тонкие, альбитовые обычно клиновидные, пережатые, пилообразные. Поздние периклиновые двойники ровные, с параллельными швами. По взаимоотношениям с плагиоклазами других групп эти зерна являются наиболее ранними.

Вторую группу образуют несколько меньшие (0,7—1,2 мм) по размерам, более идиоморфные зерна с двумя двойниковыми системами: ранней альбитовой и поздней периклиновой (рис. 19, б). Их состав колеблется от 32 до 43% An при среднем значении 38,5% An. Средняя степень упорядоченности (81%) соответствует плагиоклазам первой группы.

Наиболее поздними являются мелкие идиоморфные зерна с одной (альбитовой) системой двойников. Двойники имеют параллельные швы и примерно равную ширину (рис. 19, в) без каких-либо следов деформации. Эти зерна наиболее кислые (38% An) и упорядоченные (87,5%).

Необходимо отметить, что степень упорядоченности, которая определялась ортоскопическим методом в шлифах нормальной толщины, имеет полуколичественное рекогносцировочное значение и приведенные значения, хотя и являются средними из большого числа замеров, указывают лишь на направление ее изменения. Во всех трех группах интервалы колебания индивидуальных определений равны и составляют 65—100%.

В обр. 66 ромбические пироксены отсутствуют. Кроме того, было встречено только 9 зерен роговой обманки, включенной в пироксен. В этих случаях роговая обманка по контакту с пироксеном становится бесцветной и в ней увеличивается угол угасания. В большинстве случаев пироксен обрастает роговой обманкой, кроме того, включен в нее, однако при этом реакционные отношения отсутствуют. Все это отличает обр. 66 от обр. 112, где присутствует ортопироксен и реакционные каймы образуются на контакте пироксена с включающим и замещающим его амфиболом.

По морфологии и ориентировке зерен можно выделить две группы амфиболов (рис. 19, г). В первую входят мелкие (менее 0,6 мм) идиоморфные зерна, у которых $cNg=14,3^\circ$, $-2V=65,5^\circ$, что отвечает примерно 45% содержания магния (Дир и др., 1965). Оси $[001]$ амфиболов первой группы образует большой угол с линейностью. Точно так же ориентированы и зерна, включенные в пироксен, что позволяет рассматривать эту группу как раннюю. Вторая группа образована крупными неправильными зернами, у которых $cNg=14,6^\circ$, $-2V=62,5^\circ$, что позволяет оценить содержание магния примерно в 40%. Оси $[001]$ ориентированы по линейности. Амфиболы второй группы включают пироксен.

Пироксен образует неправильные зерна размером 0,3—0,6 мм, идущие цепочками по сланцеватости. Они в большинстве случаев обрастают роговой обманкой, но сами остаются чистыми. Угол угасания в пироксенах колеблется от $40,8$ до $43,5^\circ$, а угол оптических осей составляет $56,2-$

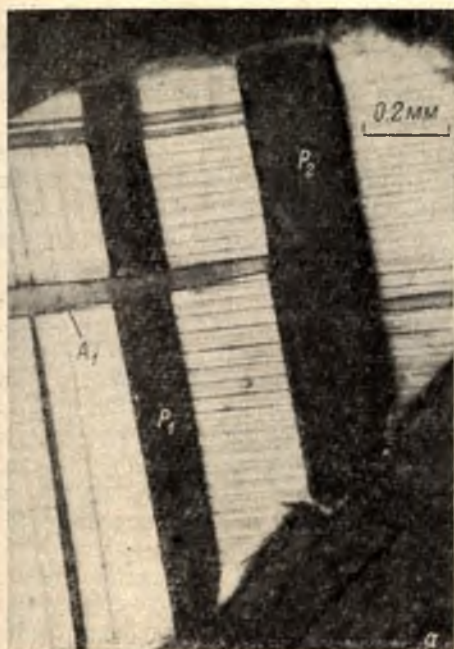


Рис. 19. Морфология двойников плагиоклаза (а—с) в обр. 112 и две генерации роговой обманки (г) в обр. 66.

а — последовательность развития двойников в плагиоклазах первой возрастной группы, ранняя периклиновая (P_1) система пересекается альбитовой (A_1), которая в свою очередь сечется поздней периклиновой (P_2), николи скрещены; б — зерно плагиоклаза второй возрастной группы, периклиновая (P) система развивается после альбитовой (A), николи скрещены; в — плагиоклаз третьей возрастной группы с альбитовой системой двойников, николи скрещены; г — ранняя (Hb_1) и поздняя (Hb_2) генерации роговой обманки, без анализатора.

59.2°, что отвечает изменению содержания геденбергита от 25 до 60%. Так как число зерен пироксена, включающего амфибол, невелико, а другие внешние особенности зерен довольно постоянны, отдельные группы зерен не выделялись.

У плагиоклаза отчетливо различаются три разновидности зерен. Для первой свойственны крупные размеры (0.5—1.5 мм) и полисинтетическое двойникование по альбитовому закону (рис. 20, а). Двойниковые швы невыдержанные, выклинивающиеся, пилообразные. Они образуют со сланцеватостью углы около 45°. Зерна второй разновидности (группы) также крупные, диаметр их в среднем около 1 мм, степень идиоморфизма несколько повышена. Для этих зерен свойственно развитие двух или более систем двойников (рис. 20, б). Альбитовые и периклиновые двойники, развитые в одном зерне, находятся в сложных отношениях друг с другом. Часть зерен группы несомненно представляет собой перекристаллизованные зерна первой группы, испытавшие наложенное двойникование. В них сохраняются реликтовые альбитовые двойники. Однако основная часть представлена новообразованиями. Эти зерна заметно идиоморфны, имеют прямоугольные контуры, в них нередко развиты две системы спайности. Альбитовые двойники развиваются одновременно с периклиновыми или наложены на них и сами иногда пересечены поздней периклиновой системой. Периклиновые двойниковые швы ориентированы по сланцеватости. Двойниковые швы как сквозные, параллельные, так и клиновидные. Как правило, двойниковые индивиды развиты неравномерно и неодинаково. Один из них выступает как материнский кристалл по отношению к другому.

Зерна третьей группы обычно мелкие (менее 0.5 мм) и ксеноморфные. Двойниковые пластинки немногочисленные, широкие, встречаются простые двойники. Один из индивидов нередко является материнским зерном (рис. 20, б). Закон двойникования, как правило, альбитовый, в единичных случаях карлсбадский и манебахский. Последние встречены только в простых двойниках. Поздние альбитовые двойники иногда развиваются в зернах второй группы. Двойниковые швы ориентированы под большим углом к сланцеватости. Эта группа зерен целиком состоит из новообразованных кристаллов и является самой поздней.

Несмотря на сложную и длительную историю формирования, состав плагиоклаза весьма выдержанный и во всех группах колеблется в пределах $40 \pm 2\%$ An. Степень упорядоченности в альбитовых двойниках в среднем составляет 81%, согласуясь со значениями, определенными для предыдущего образца.

В обр. 65 присутствуют лишь единичные зерна моноклинного пироксена, сохранившиеся в виде полуразложившихся реликтов в центральной части зерен роговой обманки. Чаше центральные части зерен роговой обманки представлены бесцветным ядром с аномальными свойствами, промежуточными между свойствами амфибола и пироксена ($cNg = 35-40^\circ$, угол плоскостей спайности 70°). Изредка встречаются также самостоятельные зерна этого типа. Они несомненно свидетельствуют о бывшем развитии пироксена. По-видимому, в какой-то мере этим можно объяснить и значительный разброс оптических свойств зеленой роговой обманки ($cNg = 8-22^\circ$, $-2V = 60-86^\circ$).

Роговая обманка в этом шлифе заметно преобладает над плагиоклазом. Зерна ее довольно изометричные, выдержанные по размерам (в среднем 0.5 мм). Встречаются как идиоморфные, так и резко ксеноморфные кристаллы. Что касается плагиоклаза, то зерна его образуют три группы, полностью идентичные таковым в обр. 66. Карлсбадские двойники, встреченные в третьей группе, оказались чистым альбитом (по диаграмме А. С. Марфунина). Состав альбитовых двойников первой группы, опре-

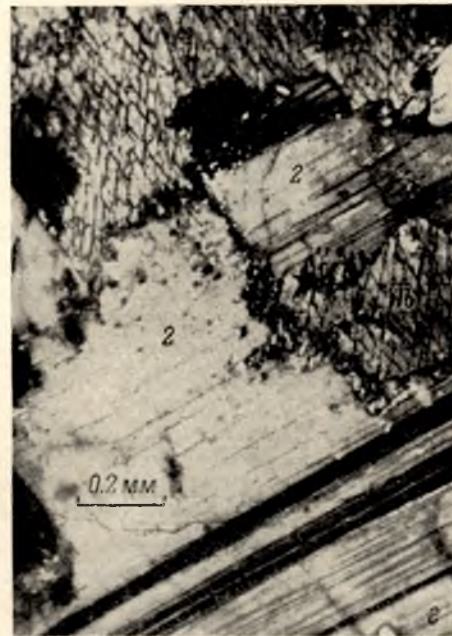
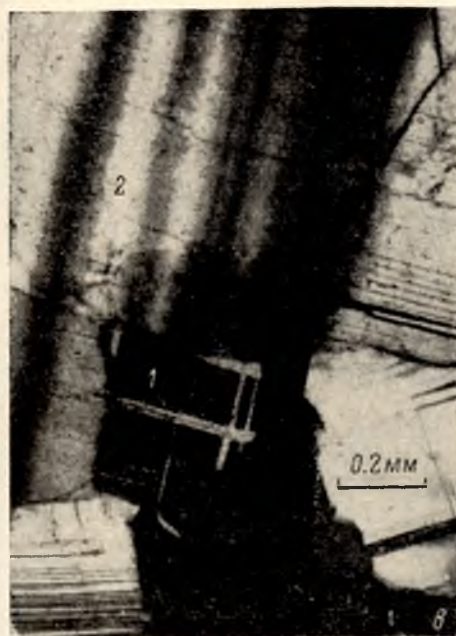
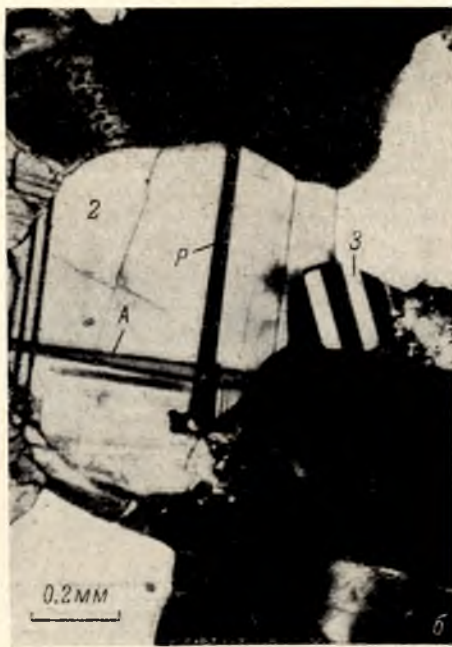


Рис. 20. Морфология двойников плагиоклаза в обр. 66 (а, б) и в обр. 7 (в, г). Никולי скрещены.

а — плагиоклаз первой возрастной группы (1), сдвойникованный по альбитовому закону, двойниковые пластинки клиновидные и развиваются по спайности; б — плагиоклаз второй возрастной группы (2) с ранней альбитовой (А) и поздней периклиновой (Р) системами двойников, справа мелкое зерно третьей возрастной группы (3), сдвойникованное по альбитовому закону; в — плагиоклаз первой возрастной группы (1), включенный в плагиоклаз второй группы (2), с одновременным развитием альбитовой и периклиновой систем двойников; г — плагиоклаз второй группы (2) с альбитовыми двойниками, включающий резорбированное зерно роговой обманки (Нв).

деленный по диаграмме Никитина, в среднем равен 44% An. Такой же состав определен и для альбит-периклиновых двойников (среднее 44.5 An). По диаграмме А. С. Марфунина альбитовые двойники содержат 43% Ап и имеют среднюю степень упорядоченности 82%. Некоторое повышение основности плагиоклаза, возможно, является следствием разложения пироксена и перехода части кальция в плагиоклаз. Этим можно объяснить и повышенное содержание магнетита. Основное же отличие плагиоклаза в обр. 65 от плагиоклаза в обр. 66 состоит в том, что угол оптических осей неизменно положительный, тогда как в обр. 66 он отрицательный.

В обр. 7 темноцветные составляют 10—15% площади шлифа. Они представлены моноклинным пироксеном, роговой обманкой, редкими пластинками желто-бурого биотита. Пироксен окружен амфиболом и является реликтовым. В свою очередь амфибол также сильно корродирован, изъеден и ксеноморфен (рис. 20, з). Первоначальный размер кристаллов амфибола был около 1 мм. Амфибол имеет зеленую окраску со слабым голубоватым оттенком. Все зерна амфибола и пироксена удлинены по сланцеватости, но у значительной части зерен амфибола [001] образуют с линейностью большой угол; [001] пироксена, напротив, ориентированы вдоль линейности. В породе довольно много овальных зерен, сфена, длинные оси которых вытянуты под большим углом к линейности.

Зерна плагиоклаза можно разделить на две группы. Первая и более ранняя группа представлена мелкими (0.2—0.5 мм) и чистыми зернами, в которых наблюдается как одна система двойниковых швов, обычно альбитовых, так и перекрестные альбит-периклиновые двойники. В последнем случае обе системы двойников одновременны (рис. 20, в). Двойники невыдержанные, клиновидные и пилообразные. Часто встречаются сдвойникованные антипертиты. Плагиоклаз содержит 40.5% An при средней степени упорядоченности 85%. Вторая группа образована крупными (более 1 мм) порфиробластическими зернами, нередко захватывающими резорбированные зерна роговой обманки (рис. 20, з). Как правило, в них развита одна система двойников, альбитовая или периклиновая. В периклиновых двойниках ширина пластинок сильно варьирует. Плагиоклазы второй группы содержат 38% An при степени упорядоченности 95%. Было обнаружено также несколько карлсбадских двойников чистого альбита. Кроме плагиоклаза в породе в заметном количестве присутствует кварц, образующий как мелкие (меньше 0.5 мм), так и крупные (больше 1.5 мм) резко ксеноморфные мозаично-блоковые зерна, которые заполняют промежутки между зернами плагиоклаза.

В обр 1112 мусковит-биотит-силлиманит-гранатового гнейса преобладающим минералом является плагиоклаз. Резорбированные пластинки грязно-коричневого биотита с выделениями магнетита вместе с мусковитом подчеркивают реликтовую слоистость. Гранат образует неправильные, насыщенные включениями порфиробласты. Биотит, включенный в гранате, имеет зеленоватую окраску и лишен магнетита. Вблизи линзовидных зон четко ориентированного силлиманита гранат образует чистые зерна сильно вытянутые вдоль границ силлиманитовых зон. Нередко эти зерна аномально анизотропны. Силлиманит образует две группы зерен. Первая представлена мелкими, в поперечном сечении почти квадратными, с гранями призмы, игольчатыми зернами, [001] которых резко ориентированы в одном направлении. Угол оптических осей составляет 25°. Зерна второй группы крупные, призматические, иногда таблитчатые из-за неравного развития граней призмы (рис. 21, а). Они несомненно являются более поздними, чем зерна первой группы, так как в целом не ориентированы и насквозь секут границы зон ориентированного силлиманита, а иногда содержат его в качестве зародышевого ядра. Последние наблюдаются,

когда $[001]$ обоих зерен почти совпадают между собой (рис. 21, б). У зерен второй группы угол оптических осей в среднем равен 27° . В зонах ориентированного силлиманита присутствует магнетит, как бы цементирующий силлиманит (рис. 21, а).

Плагиоклаз представлен несколькими возрастными морфологическими группами.

Наиболее ранними являются крупные (до 1.5 мм), неправильно-таблитчатые, слегка серицитизированные антипертитовые зерна (рис. 22, а).

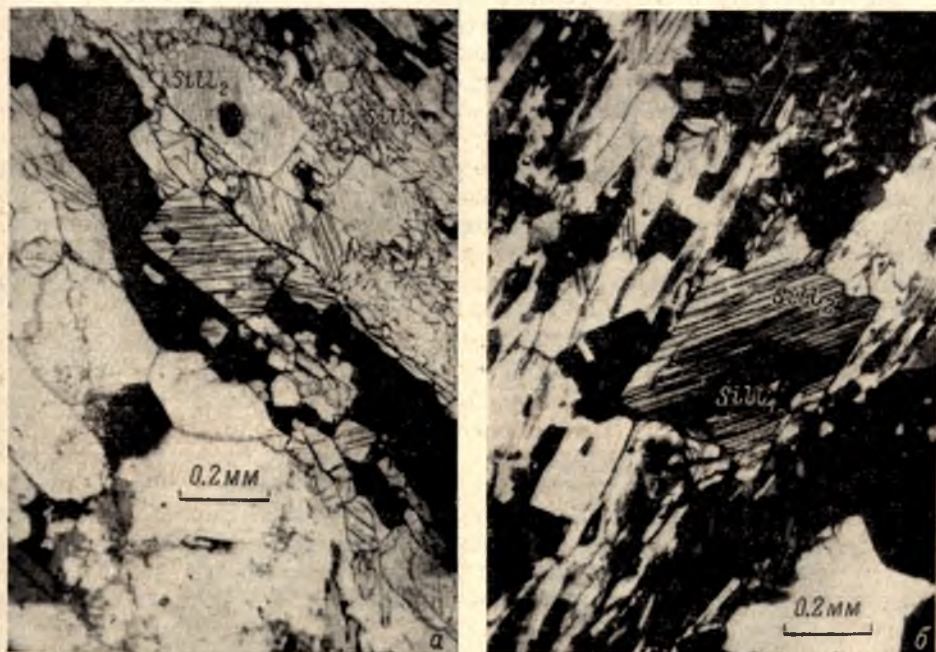


Рис. 21. Генерации силлиманита в обр. 1112.

а — морфологические особенности ранней ($Sill_1$) и поздней ($Sill_2$) генераций, поздние зерна в сечениях, нормальных к $[001]$, удлинены из-за неравномерного развития граней призмы, без анализатора, черное — магнетит; б — кристалл силлиманита второй генерации ($Sill_2$), содержащий в центральной части в качестве зародыша кристалл первой генерации ($Sill_1$), николи скрещены.

Они содержат тонкие равномерные параллельные альбитовые двойники. Плагиоклаз характеризуется содержанием $An=38-40\%$ при упорядоченности $70-80\%$ ($2V$ меняется от -86 до $+86^\circ$). Вторую группу образуют также крупные порфиробласты с альбитовыми, периклиновыми, изредка манебахскими двойниками. Двойниковые швы нередко невыдержанные, пилообразные. В отличие от зерен первой группы довольно хорошо развиты грани (010) и (001) (рис. 22, б). Эти зерна содержат реликты ранних альбитовых двойников и антипертиты и по крайней мере частично являются перекристаллизованными зернами первой группы. Третью группу образуют зерна средних размеров ($0.7-1$ мм) также с двумя пересекающимися системами вполне одновременных двойников. Для этой группы характерно развитие двойников вдоль хорошо выраженной спайности по (010) и (001) . Двойники невыдержанные, клиновидные, тонкие и редкие, с четко проявленной материнской основой (рис. 22, в). Развитие двойников вдоль уже существующей спайности хорошо заметно при выклинивании двойниковых пластинок.

Последнюю группу образуют мелкие (менее 0.5 мм) ксеноморфные поздние зерна, сдвойникованные по альбитовому закону. Для двойников свойственны довольно широкие параллельные пластинки, нередко с предпочтительным развитием одного индивида (рис. 22, з). Состав плагиоклаза характеризуется $An=32-36\%$ со степенью упорядоченности 90—100%. Пространственно зерна его тяготеют к периферии скоплений ориентированного силлиманита. Они синхронны с основным временем кристаллизации силлиманита, хотя включения очень мелких зерен силлиманита наблюдались и в плагиоклазе третьей группы.

Рассмотренные в порядке возрастания макроскопической степени мигматизации и перекристаллизации образцы амфиболитов обнаруживают совершенно определенную направленность минералогических изменений: исчезновение пироксенов, последующая резорбция роговой обманки с появлением биотита и кварца, обогащение плагиоклаза альбитом, рост степени его упорядоченности. Поэтому, сопоставляя геолого-петрографические данные, например, для обр. 66 и 65, взятых вблизи друг от друга из одного горизонта амфиболитов, но иллюстрирующих разную степень мигматизации со стороны плагиогранитов, можно было бы сделать вывод, что в обр. 66 развиты более ранние, домигматитовые минералы. Действительно, в обр. 65 пироксен почти полностью разрушен и замещен роговой обманкой, тогда как в обр. 66 он хорошо сохранился.

Однако такой вывод был бы справедлив лишь отчасти. Об этом свидетельствует устанавливаемая сложная история формирования минералов. В том же обр. 66 присутствует роговая обманка, которая замещает пироксен и морфологически подобна роговой обманке в обр. 65. В этом отношении особенно интересны данные об эволюции плагиоклаза, который является не только сквозным минералом, но образует в каждом образце несколько возрастных групп, хорошо различимых по форме и размерам зерен, морфологии двойников, законам двойникования, составу и степени упорядоченности. В каждом образце наиболее поздние плагиоклазы оказываются более кислыми и упорядоченными. Более того, отдельные группы хорошо сопоставляются между собой по всем основным признакам.

Как уже отмечалось, в обр 66 и 65 группы зерен плагиоклаза полностью сопоставимы между собой. Что касается других образцов, то первая, вторая и третья группы в обр. 112 хорошо коррелируются соответственно со второй, третьей и четвертой группами в обр. 1112, и первые две из перечисленных групп вместе отвечают второй группе в обр. 66. Первая группа в обр. 7 может быть сопоставлена частично с третьей группой в обр. 1112 и частью, возможно, с четвертой группой. Вторая возрастная группа в обр. 7 в целом аналогична последним группам других образцов, хотя степень развития позднего плагиоклаза значительно выше. Схематически взаимоотношения выделенных групп плагиоклаза можно представить следующим образом:

Образец	Группы плагиоклаза			
		I	II	III
112				
66	I	II		III
65	I	II		III
1112	I	II	III	IV
7			I	II

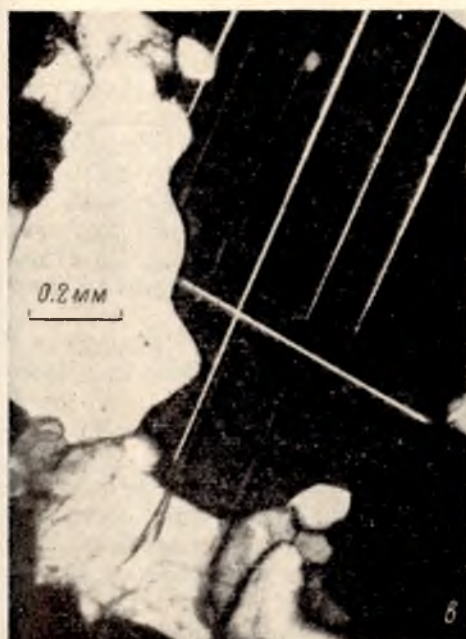
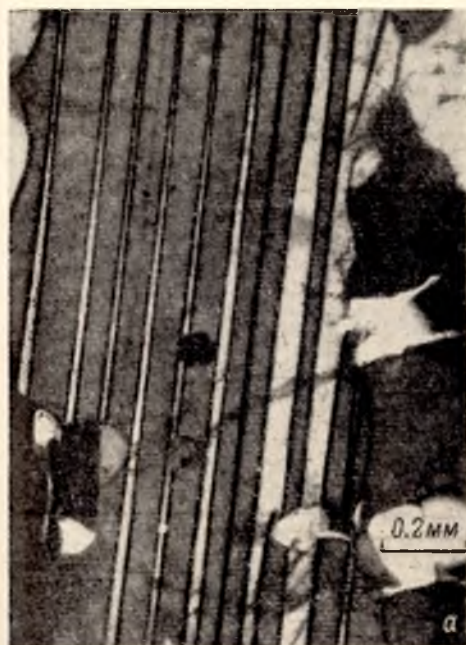


Рис. 22. Возрастные группы плагиоклаза в обр. 1112. Никולי скрещены.

а — зерно плагиоклаза первой группы с альбитовыми двойниками; б — перекристаллизованное зерно первой группы с ранней альбитовой (А) и поздней периклиновой (Р) системами двойников; а — плагиоклаз третьей группы с альбитовой и периклиновой системами двойников, идущими по спайности, двойниковые индивиды развиты неравномерно; з — плагиоклаз (Pl) четвертой группы с альбитовыми двойниками, развивающийся в контактах прожилковых зон силлиманита (Sill) и содержащий его.

Сопоставимость плагиоклаза и части роговой обманки в обр. 66 и 65 свидетельствует, что немигматизированные амфиболиты (обр. 66) испытывали изменения состава и перекристаллизацию во время мигматизации, сопряженной с плагиогранитами. Идентичность наиболее позднего плагиоклаза четвертой группы в обр. 1112 наиболее поздним плагиоклазам в обр. 112, 66 и 65 с учетом его одновозрастности с F_2''' структурами со своей стороны указывает, что состав пород подвергался изменению и во время формирования гранитной серии, несмотря на отсутствие макроскопических следов этого воздействия. Данные по обр. 1112 приобретают особое значение еще и по той причине, что здесь присутствуют наиболее ранние плагиоклазы. Наконец, следует подчеркнуть, что в обр. 112 и 66 устанавливается существование допироксеновой роговой обманки.

Таким образом, выбранные образцы охватывают длительный и наиболее важный этап геологической истории пород района. Микроструктурный анализ, следовательно, способен вскрыть характер структурных превращений, сопровождающих формирование как плагиогранитов, так и плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов.

РОГОВАЯ ОБМАНКА

Петрографо-микроструктурное изучение роговой обманки проводилось в трех образцах пироксенсодержащих амфиболитов, где одновременно изучались пироксены и плагиоклаз. Наиболее полная и сложная история кристаллизации амфибола свойственна двупироксеновому амфиболиту в обр. 112.

Обр. 112. Ориентировка кристаллографических и кристаллооптических осей во всех 189 замеренных зернах характеризует сводное субстроение амфибола (рис. 23). Обращает на себя внимание сложный характер узора $[001]$, где наряду с обычной картиной статистической параллельности главного максимума с линейностью (Лазарев, 1971а; Turner, Weiss, 1963; Wenk, 1936; Ishioka, Suwa, 1954) заметно проявлено рассеивание $[001]$ в двух плоскостях, одна из которых образует заметный угол со сланцеватостью, а другая — почти совпадает с ней (рис. 23, а). В соответствии с характером узора область концентрации $[001]$ на рис. 23, а подразделена на несколько компонентов, внутри которых проводился анализ вариаций оптических свойств.

Возможно, из-за наличия главного максимума $[001]$ (компонент I на рис. 23, а), параллельного линейности, узор $[010]$ принадлежит к обычному типу распределения в a_c - c_c -плоскости (рис. 23, б). Для него свойственны две области предпочтительной концентрации — нормально и параллельно S . Они имеют довольно отчетливый малокруговой характер, что необычно для $[010]$. Что касается $\perp (100)$, то в общем поясе, нормальном к b_c -оси, выделяется основная область концентрации, состоящая из двух сближенных максимумов, приблизительно нормальных к S (рис. 23, в). Можно отметить также единичные дополнительные максимумы, близкие к a_c -оси.

В целом по ориентировке кристаллографических осей можно выделить три группы зерен амфибола:

- I. $[001] \parallel b_c; [010] \perp a_c; \perp (100) \perp S$. Эта группа является главной.
- II. $[001] \parallel b_c; [010] \perp S; \perp (100) \parallel a_c$.
- III. $[001]$ под большим углом к b_c -оси, почти вдоль S или под заметным углом к ней.

Следовательно, компонент I узора $[001]$ распадается на I и II группы зерен, имеющих разную ориентировку $[010]$ и $\perp (100)$ относительно a_c -оси. Другие компоненты узора $[001]$ на этой стадии анализа объединены

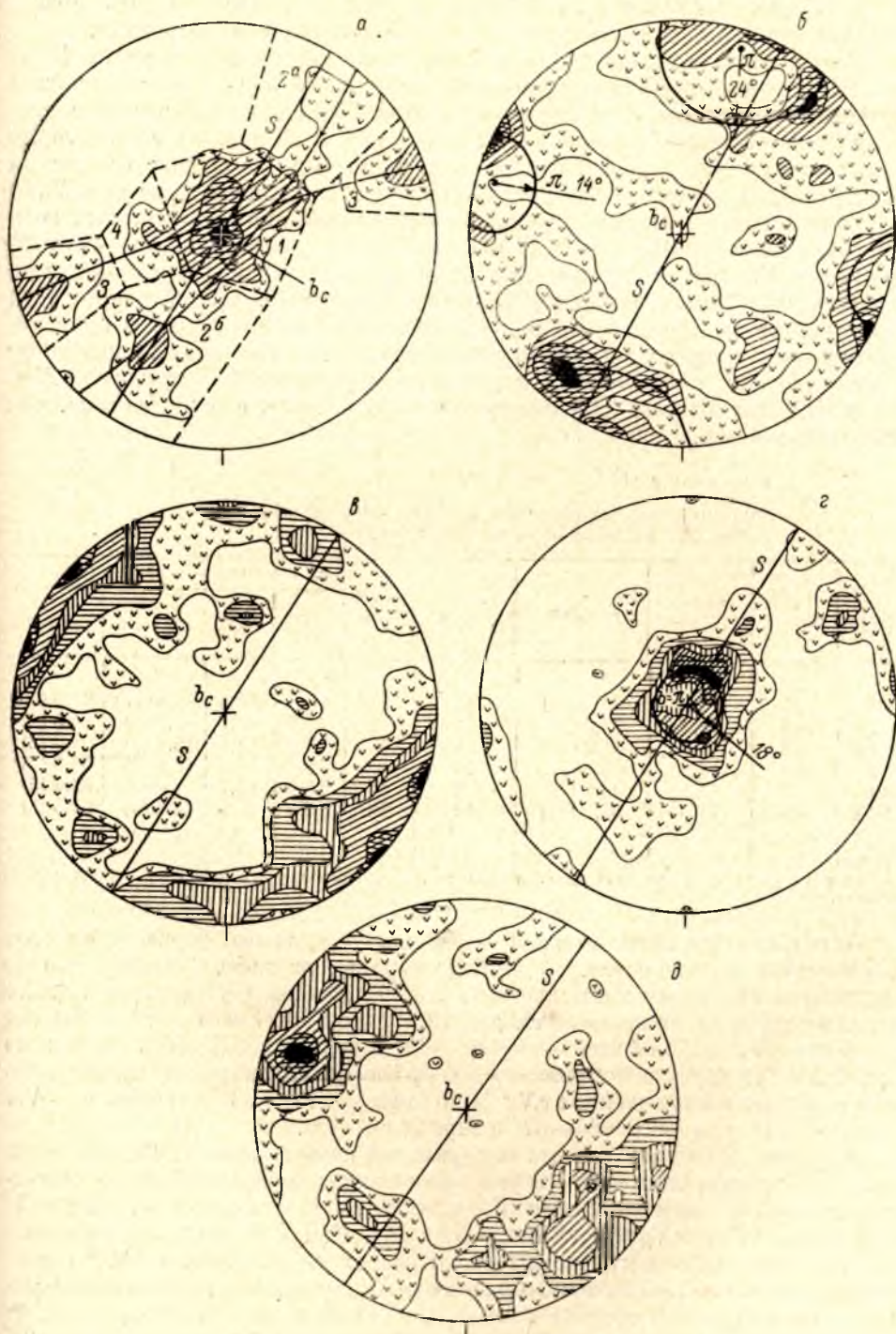


Рис. 23. Ориентировка 189 зерен роговой обманки в обр. 112.

a — [001], изолинии 1—2—4—10%, жирные сплошные линии — траектории двух поясов [001].
 жирный пунктир — границы выделенных (1—4) компонентов узора [001]; *б* — [010] = *Nm*, изолинии 1—2—3—5%, π — центры малокруговых траекторий; *в* — $\perp(100)$, изолинии 1—2—4—6—8—10%; *г* — *Ng*, изолинии 1—2—3—4—5—6%, *д* — *Nr*, изолинии 1—2—3—4—5—6%; здесь и далее на всех диаграммах *S* — сланцеватость, *b_c* — макроскопическая линейность.

в III группе, для которой свойственна резкая несогласованность ориентировки кристаллографических осей с элементами макростроения.

Узоры Ng и Np (рис. 23, $г$, $д$) повторяют в общих чертах узоры $[001]$ и $\perp (100)$. Но преобладающее развитие I и II групп обуславливает существование главной концентрации вдоль b_c -оси и малокруговое распределение Ng выше изолинии 4%. Проведенная на рис. 23, $г$ траектория имеет радиус 18° , который оказывается заметно выше среднего значения угла угасания (табл. 1) в зернах, образующих компонент I на рис. 23, $а$.

Сопоставление оптических свойств роговой обманки в отдельных компонентах узора $[001]$ (табл. 1) показывает, что в компонентах 2а и 2б зерна с $-Nm$ несколько преобладают над $+Nm$, тогда как в компоненте I количество тех и других практически одинаковое. Общей чертой этих компонентов является более высокая величина cNg и более низкая величина $-2V$ в зернах с $+Nm$ по сравнению с $-Nm$ зернами. В компоненте 3 преобладают $-Nm$ зерна, тогда как в компоненте 4 — зерна с $+Nm$, но независимо от этого cNg в зернах с $-Nm$ больше, а $-2V$ меньше, чем в зернах с $+Nm$.

Таблица 1

Распределение оптических свойств роговой обманки
в обр. 112 по компонентам узора $[001]$

Ком- понент узора [001]	Число зерен	$cNg_{ср.}$ град.	$-2V_{ср.}$ град.	Кол-во $-Nm$	Кол-во $+Nm$	$cNg_{ср.}$ град.		$-2V_{ср.}$ град.	
						для $-Nm$	для $+Nm$	для $-Nm$	для $+Nm$
1	84	14.0	65.6 (35)	40	44	13.0	14.8	67.8 (15)	64.0 (18)
2а	18	13.2	65.6 (7)	11	7	13.6	13.7	67.0 (4)	64.5 (2)
2б	28	13.9	67.6 (10)	15	13	13.5	14.4	68.8 (8)	63.0 (2)
3	15	13.9	63.9 (7)	10	5	15.6	10.6	62.6 (5)	67.0 (2)
4	9	14.1	68.4 (5)	2	7	15.0	13.7	—	68.4 (5)
3+4	24	14.0	65.0 (13)	12	12	15.5	12.5	62.6 (5)	66.5 (8)

Примечание. В скобках здесь и далее — число замеров, по которому определялось среднее.

Оптические свойства зерен с $+Nm$ и $-Nm$, таким образом, во всех компонентах различаются. С другой стороны, из табл. 1 видно, что по оптическим свойствам компоненты 1, 2а, 2б подобны друг другу и в целом характеризуются величиной $cNg < 13.6^\circ$, при $-2V=67-69^\circ$ в зернах с $-Nm$ и $cNg > 13.6^\circ$ при $-2V=63-65^\circ$ в зернах с $+Nm$. Точно так же подобны друг другу и компоненты 3 и 4. Их суммирование приводит к таким обобщенным значениям: $cNg \geq 15^\circ$ при $-2V < 63^\circ$ в зернах с $-Nm$ и $cNg < 14^\circ$ при $-2V=66-67^\circ$ в зернах с $+Nm$.

В целом, с учетом того что в группе из компонентов 1, 2а, 2б находится доминирующая часть зерен, оптические свойства амфибола оказываются весьма выдержанными и колеблются в интервале от $cNg=13^\circ$ при $-2V=67^\circ$ до $cNg=14.8^\circ$ при $-2V=64^\circ$. Как в каждом из компонентов, так и во всей совокупности зерен с ростом cNg величина $-2V$ систематически снижается. Основное различие между двумя оптическими группами зерен амфибола состоит в том, что в одной из них (компоненты 1, 2) зернам с $+Nm$ свойственна более высокая величина cNg и низкая $-2V$ в сравнении с зернами с $-Nm$. Во второй группе соотношения обратные.

Поскольку наблюдается определенная зависимость оптических свойств от знака Nm , были построены диаграммы ориентировки кристаллографических и кристаллооптических осей отдельно для $+Nm$ и $-Nm$ рядов. Их сопоставление, однако, показало, что узоры осей вполне иден-

тичны друг другу. Заметное различие было обнаружено лишь в узоре \perp (100), где, во-первых, парный максимум сводного узора (рис. 23, в), нормальный к S , разбивается на два единичных максимума, и, во-вторых, в разряде $+Nm$ развит дополнительный максимум, совпадающий с S . Этот компонент узора \perp (100) практически отсутствует в разряде $-Nm$, и следовательно, во II группе предпочтительнее развиты $+Nm$ зерна.

Рассмотрев общие особенности ориентировки и вариций оптических свойств амфибола, перейдем к характеристике отдельных текстурных групп амфибола, выделенных прежде всего по характеру возрастных взаимоотношений с другими минералами.

Из 189 замеренных зерен 45 включены в пироксен, 57 включают пироксен, 15 зерен включено в плагиоклаз и 72 не обнаруживает четких возрастных соотношений с другими минералами. Оптические свойства этих групп приведены в табл. 2, из которой видно, что первые две группы, представляющие наибольший интерес, по оптическим свойствам идентичны. Напротив, зерна, включенные в плагиоклаз, имеют малые cNg и повышенные $-2V$, а последняя группа по оптическим свойствам является промежуточной.

Т а б л и ц а 2

Оптические свойства текстурных групп
роговой обманки в обр. 112

Роговая обманка	$+Nm:-Nm$	$cNg_{ср.}$ град.	$-2V_{ср.}$ град.
Включенная в пироксен	7 : 3	14.7 (42)	65.1 (17)
Включающая пироксен	1 : 2	14.6 (46)	65.3 (9)
Включенная в плагиоклаз	2 : 3	12.4 (15)	71.0 (4)
Без взаимоотношений	3 : 4	13.5 (72)	67.6 (28)

Данные об ориентировке амфибола, включенного в пироксен, приведены на рис. 24, который завершается схематической диаграммой сводной ориентировки (рис. 24, г). Последняя состоит из нескольких статистических индивидов. Первый представляет собой статистический монокристалл, оси которого резко асимметричны относительно макростроения. Другие индивиды, напротив, согласованы с макростроением и $[001]$ у них занимает одно положение, совпадающее с b_c -осью. У второго индивида $(100)_2$ параллельно S . Четвертый индивид имеет поперечную ориентировку, так что с S совпадает $(010)_4$. Во всем остальном он подобен второму индивиду, т. е. представляет собой статистический монокристалл. Третий индивид отличается от всех других двойным положением неполяризованных $[010]$, которые образуют угол около 15° со сланцеватостью, располагаясь по обе стороны от нее.

Поскольку в эту группу входят только допироксеновые роговые обманки, первый индивид не может быть более поздним, чем другие индивиды, так как сами пироксены, включающие роговую обманку, имеют ориентировку, согласованную с макростроением (см. ниже). Этот индивид, следовательно, является докинематическим относительно S и l и образован реликтовыми структурно неравновесными зернами. Другие индивиды, очевидно, формировались в синкинематических условиях.

Анализ ориентировки амфибола, включающего пироксен (рис. 25, а—г), приводит к иной картине сводного субстроения. Оно образовано двумя индивидами, $[001]$ которых несколько отклоняется от b_c -оси. Один индивид представлен статистическим монокристаллом, поляризованная $[010]_6$ которого примерно совпадает с S . Его ориентировка близка ко второму индивиду на рис. 24, г, но максимумы концентрации осей рас-

тянуты и знак $[010]$ другой. Траектории рассеивания показаны на рис. 25, ε стрелками. Другой индивид образован парой монокристаллов с взаимноэквивалентными $[010]_5$ и $\perp (100)_5$, причем $[010]_5$ поляризованы и образуют с a_0 - и c_0 -осями углы около 30° , так что вдоль S идет (110) или $(hk0)$.

В группе, объединяющей роговую обманку, не имеющую взаимоотношений с пироксеном, как и в предшествующей группе, кристаллографиче-

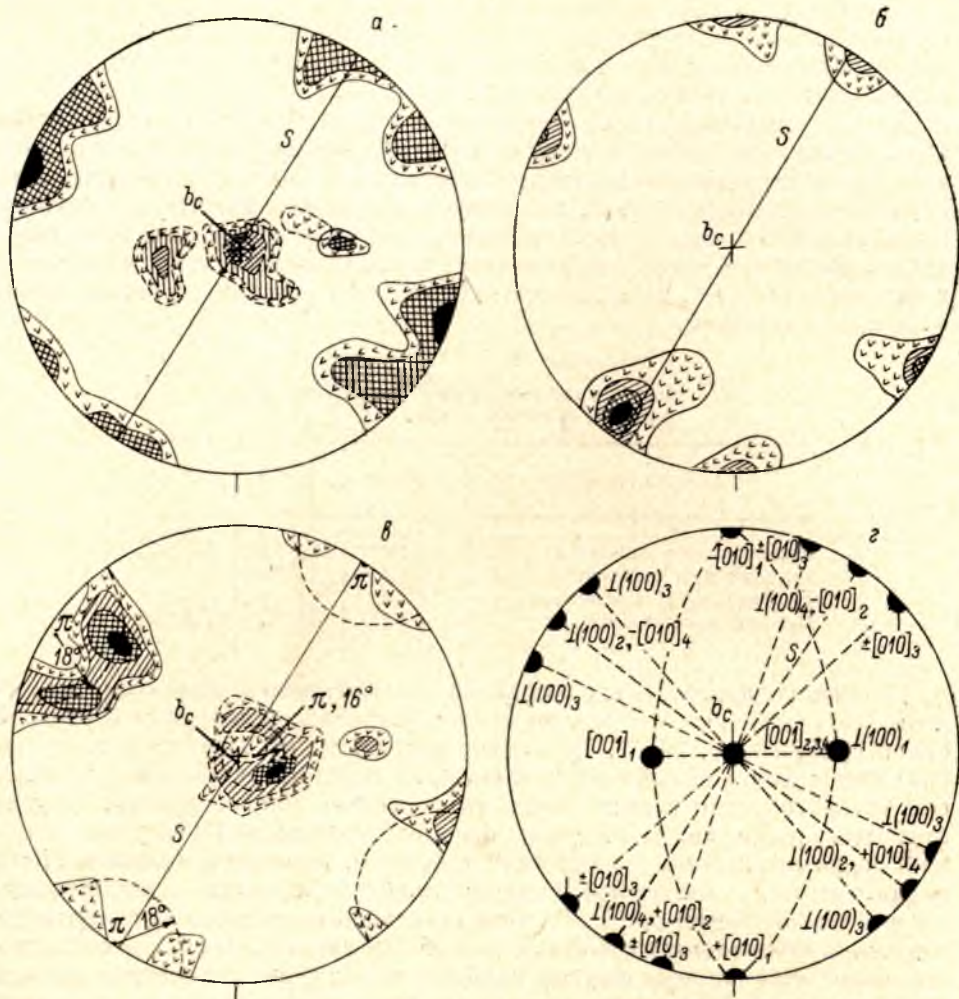


Рис. 24. Ориентировка 45 зерен роговой обманки, включенной в пироксен, в обр. 112.

a —сплошной контур: $\perp (100)$, изолинии 2. 5—4—6.5%; пунктир: $[001]$, изолинии 2.5—4—6.5—10%; $б$ — $[010] = Nm$, изолинии 2.5—4—6.5—10%; $в$ —сплошной контур: Np , изолинии 2.5—4—6—10%; пунктир: Ng , изолинии 2—4—6.5—10%; π —центры малокруговых траекторий; $г$ —статистические индивиды роговой обманки, включенной в пироксен.

ские оси заметно отклоняются от элементов макростроения. В узорах отдельных осей присутствуют четкие единичные максимумы $[001]$, $[010]$ и двойные максимумы Ng и $\perp (100)$. Главные особенности ориентировки поэтому определяются одним компонентом (рис 25, δ) с неполяризованной $[010]$ и двойным положением $\perp (100)$. Эти особенности можно геометрически рассматривать как следствие вращения на 180° вокруг оси, являющейся биссектрисой между максимумами $\perp (100)$. Вытянутость максимумов $[010]$ и $[001]$ в плоскости, нормальной к этому направлению, не противоречит такому предположению.

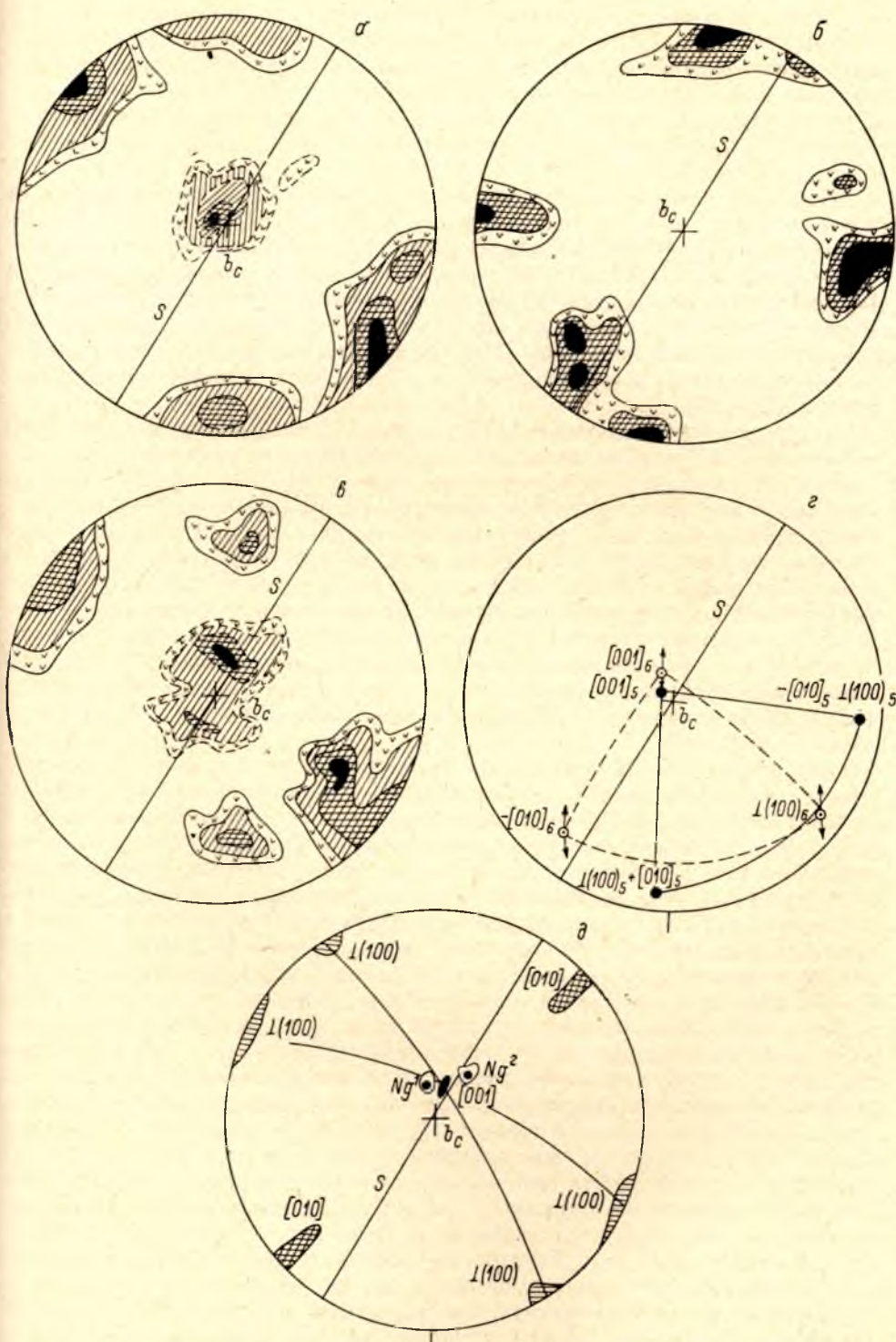


Рис. 25. Ориентировка 57 зерен роговой обманки, включающей пироксен (а—с), и 72 зерен, не имеющих взаимоотношений с пироксеном (д) в обр. 112.

а — сплошной контур: $\perp (100)$, изолинии 1—4—6—10%; пунктир: $[001]$, изолинии 1—3—6—10—14%; б — $[010] = Nm$, изолинии 1—3—6%; в — сплошной контур: Np , изолинии 1—3—6%; пунктир: Ng , изолинии 1—3—6—10%; г — статистические индивиды роговой обманки, включающей пироксен; д — сводная ориентировка роговой обманки, не имеющей взаимоотношений с пироксеном, на диаграмму вынесены центры максимумов концентрации осей.

Если теперь сопоставить типы субстроений в пределах отдельных текстурных (возрастных) групп, то хорошо прослеживается наличие взаимных переходов между ними, свидетельствующее о вполне непрерывной кристаллизации амфибола. С другой стороны, сам характер смены одного субстроения другим, указывая на изменение динамической обстановки кристаллизации, позволяет подразделить весь период кристаллизации на отдельные стадии.

Наиболее ранняя устанавливаемая стадия кристаллизации амфибола дается индивидом 1 в группе амфибола, включенного в пироксен. Резкая анизотропность ориентировки и ее асимметричность относительно макроскопических S и $l=b_c$ говорит о том, что эта часть амфиболов является не просто докинематической, но образовалась в условиях совершенно иного поля напряжений, чем то, которое сформировало наблюдаемое тектоническое макростроение. Не будет преувеличением сказать, что между индивидом 1 и индивидами 2, 3, 4 существует резкое угловое (тектоническое) несогласие.

Статистические индивиды 2, 3, 4, обнаруживаемые только в роговой обманке, включенной в пироксен, т. е. в известной мере реликтовой, полностью согласованы с макростроением. Их $[001] \parallel b_c$ -оси, а (100) и (010) совпадают или симметричны относительно S . Формирование этих индивидов должно было происходить одновременно с S и l . Наиболее развит индивид 2, где $(100) \parallel S$, а $[010]$ поляризована. Индивид 4, который можно получить поворотом индивида 2 против часовой стрелки на 90° вокруг $[001]$, мог формироваться как одновременно с индивидом 2, так и самостоятельно. Индивид 3 со свойственной ему парой косых относительно S и неполяризованных $[010]$ не мог формироваться в полном смысле одновременно с индивидами 2 и 4, так как при той же ориентировке характеристики поля напряжений вдоль главных осей должны были быть иными.

Для статистических индивидов двух других текстурных групп свойственно хотя и небольшое, но заметное отклонение средних ориентировок кристаллографических осей от элементов макростроения. Характер этого отклонения одинаков, что позволяет отнести их к одному типу субстроений. Поскольку роговые обманки, включающие пироксен, обрастающие и замещающие его, несомненно являются постпироксеновыми, эти субстроения сформировались позднее предыдущих. Относительный возраст отдельных статистических индивидов, однако, остается неясным. Можно отметить только, что отклонение $[001]$ от b_c -оси растет от индивида 5 к индивиду 6 в амфиболах, включающих пироксен, а у амфиболов, не имеющих взаимоотношений с пироксеном, отклонение наиболее высокое. С другой стороны, более позднее формирование этих амфиболов может быть как следствием прогрессивного и непрерывного изменения ориентировки осей поля напряжений при столь же непрерывной кристаллизации амфибола, так и следствием кристаллизации амфибола в условиях нового самостоятельного акта деформации, структуры которой почти без перерыва накладываются на предшествующее тектонитовое строение. Геологические данные и характер текстурных групп допускают оба предположения. Тот факт, что индивид 5 имеет иную поляризацию $[010]$, чем близкий к нему по ориентировке синкинематический индивид 2, свидетельствует скорее в пользу второго предположения.

Наконец, нельзя не отметить, что статистически однокомпонентное субстроение, образуемое третьей группой роговых обманок, может быть комплексным. Действительно, максимум неполяризованных $[010]$ на рис. 25, δ можно объяснить наложением и взаимодействием $-[010]_1$, $+ [010]_2$ и частично $[010]_3$. Поскольку для каждого из этих компонентов свойственно собственное положение $\perp (100)$, в окончательном виде могут

образоваться два максимума $\perp(100)$. Аналогичная ситуация, в частности, наблюдается в сводном узоре $\perp(100)$ (рис. 23, *в*), где парные максимумы $\perp(100)$ в положении, нормальном к S , несомненно представляют собой результат наложения разновозрастных компонентов. Парные максимумы $\perp(100)$ сводного узора, как отмечалось, исчезают при раздельном рассмотрении зерен с $+Nm$ (преимущественно ранних) и с $-Nm$ (преимущественно поздних).

Таким образом, из рассмотрения ориентировки роговой обманки по текстурным возрастным группам можно заключить, что в истории формирования субстроений выделяются три стадии. Первая стадия предшествует образованию макроскопических S и l и в этом смысле является докинематической. Вторая стадия одновременна с S и l и является синкинематической. Третья стадия кристаллизации ориентированной роговой обманки происходила позднее образования S и l и условно может быть названа позднекинематической.

Для рассмотренных статистических индивидов свойственно отклонение $[001]$ индивидуальных зерен не более чем на $40-50^\circ$ от b_c -оси. Кроме того, на рис. 24 и 25 периферические концентрации $[001]$ отсутствуют. Таким образом, компоненты 2 и 3 сводного узора $[001]$ (рис. 23, *а*) как бы исчезают при рассмотрении частных диаграмм. Только компонент 4 полностью соответствует статистическому индивиду 1, представляющему докинематическую стадию кристаллизации роговой обманки.

Вместе с тем в каждой из текстурных групп присутствуют такие зерна, $[001]$ которых отклоняется более чем на 50° от b_c -оси. Их сопоставление со сводным узором $[001]$ показало, что компонент 3 на рис. 23, *а* образован зернами, входящими в группу амфиболов, включенных в пироксен, и частью в группу амфиболов без взаимоотношений. Компоненты 2а и 2б на рис. 23, *а* образованы зернами, входящими в группу амфиболов, включающих пироксен, и частью в группу амфиболов без взаимоотношений.

Из этих соотношений можно заключить, что группа роговой обманки без взаимоотношений с пироксенами является гетерогенной. В ней присутствуют как докинематические, так и позднекинематические зерна. Поэтому субстроение, образованное этой группой, имеет такое же значение как и сводная ориентировка роговой обманки, представленная на рис. 23. Можно заключить также, что отдельные компоненты сводного узора $[001]$ (рис. 23, *а*) разновозрастны и формировались в такой последовательности: компонент 4, компонент 3, компонент 1 и компонент 2. Компоненты 4 и 3 образуют единую поясковую траекторию, которая может рассматриваться как реликтовая S . Компонент 2 образует другой пояс, траектория которого очерчивает след новообразованной S , несколько отличающийся по ориентировке от макроскопической синкинематической сланцеватости. В целом развитие ориентировки идет вначале по пути последовательного приближения $[001]$ к b_c -оси, а затем с нарастающим отклонением от нее.

С учетом знака $[010]$, который у индивидов первых двух стадий положительный, можно предполагать, что в компоненте 3 докинематическую стадию представляют зерна с $+Nm$. Тогда для компонента 3 получаем $cNg = 10.5^\circ$ и $-2V = 67^\circ$. Для компонента 4, образующего индивид 1, имеем $cNg = 13.7^\circ$ при $-2V = 68.4^\circ$ (табл. 1).

Оптические свойства других индивидов (табл. 3) показывают, что на синкинематической стадии угол угасания достигает максимума (индивиды 2, 3), а затем плавно снижается (индивиды 5, 6). В индивидах 2, 3 рост cNg сопровождается уменьшением угла оптических осей до 62.6° . Дальнейшее понижение cNg наблюдается у наиболее поздней роговой обманки, представленной компонентом 2 сводного узора $[001]$ (табл. 1). Обращает на себя внимание, что индивид 4 по оптическим свойствам зани-

Т а б л и ц а 3

Оптические свойства статистических индивидов
роговой обманки в обр. 112

Текстурная группа	Статисти- ческий индивид	Число зерен	$\pm Nm$	$cNg_{ср}$, град.	$-2V_{ср}$, град.
Амфибол, включенный в пироксен	1	9	+ 7, - 2	13.7	68.4 (5)
	2+3	23	+15, - 8	15.6	62.6 (10)
	4	6	+ 5, - 1	14.8	64.0 (6)
Амфибол, включаю- щий пироксен	5	16	+ 4, -12	14.1	64.4 (5)
	6	21	+10, -11	14.2	66.0 (7)

мает промежуточное положение между индивидами 2, 3 и 5, 6. Сами же индивиды 2 и 3, равно как 5 и 6, имеют одинаковые свойства.

Таким образом, в процессе кристаллизации роговой обманки по мере приближения [001] к b_c -оси происходит увеличение cNg и уменьшение $-2V$, а затем с удалением [001] от b_c -оси оптические свойства меняются в обратном направлении.

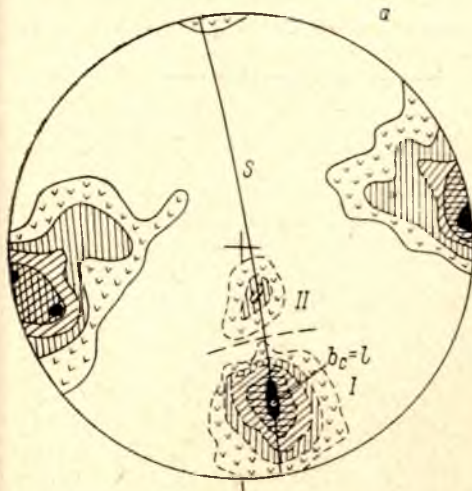
Обр. 66. Данные об ориентировке роговой обманки приведены на рис. 26. В узоре [001] присутствует резкий максимум, совпадающий с l_2 (b_c -осью) и несколько вытянутый вдоль $S=S_2$ (рис. 26, а). Второй дополнительный максимум [001] располагается в плоскости S под 45° к главному максимуму. Этим двум компонентам узора [001] отвечают два компонента в узоре [010], из которых главный максимум вытянут поперек S , а дополнительный — вдоль S (рис. 26, б). Ориентировка \perp (100) обоих компонентов нормальна к S . Узоры Ng и Np (рис. 26, в) в целом подобны узорам [001] и \perp (100) соответственно. Таким образом, субстроение роговой обманки отчетливо подразделяется на два компонента. Компонент I образован главными максимумами [010] и [001], компонент II — дополнительными. Сопоставление узора [001] с узором Ng показывает, что в каждом компоненте должны преобладать зерна какого-либо одного знака Nm . Действительно, в компоненте I преобладают зерна с $+Nm$, а в дополнительном — зерна с $-Nm$ (табл. 4).

На рис. 26, г, где на самостоятельную диаграмму вынесены данные об ориентировке зерен, образующих I компонент, узоры [010] и \perp (100) распадаются на три максимума каждый. Эквивалентные максимумы каждого узора обозначены одинаковыми цифрами. Таким образом, в компоненте I выделяются статистические индивиды 1, 2, 3 с общей [001], образующей изометричный максимум с центром в месте выхода b_c -оси. Индивид 2 представляет собой неполяризованный монокристалл, тогда как индивиды 1 и 3 получают один из другого отражением в S , с которой они образуют угол около 30° , т. е. угол, равный половине угла спайности. Иначе говоря, индивиды 1 и 3 в сущности представляют один статистический двойник, у которого с S совпадает (110). В зернах, образующих индивид 2, несколько преобладают $-Nm$ с соотношением знаков,

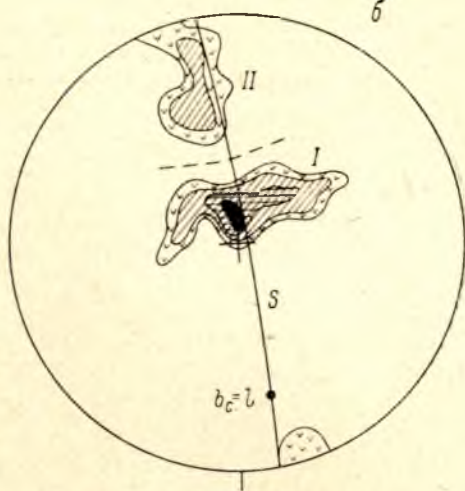
Рис. 26. Ориентировка 100 зерен роговой обманки в обр. 66.

а — сплошной контур: \perp (100), изолинии 1—6—10—14—19%; пунктир: [001], изолинии 1—5—10—14—19%; I и II — компоненты узора [001]; б — [010] = Nm , изолинии 1—4—7—10%; I и II — компоненты узора [010], соответствующие компонентам узора [001]; в — сплошной контур: Np , изолинии 1—4—6—10%; пунктир: Ng , изолинии 1—4—6—10%; г — сводная ориентировка 58 зерен роговой обманки, образующих компонент I ; сплошной контур: \perp (100), изолинии 1—4—6—10—14%; пунктир: [010], изолинии 1—4—6—10—14%; штрих-пунктир: [001], изолинии 1—6—12—20—28%; 1, 2 и 3 — компоненты субстроения в узорах [010] и \perp (100); д — сводная ориентировка 42 зерен роговой обманки, образующих компонент II ; сплошной контур: \perp (100), изолинии 1—4—12—20—28%; пунктир: [010], изолинии 1—4—8—12—16%; штрих-пунктир: [001], изолинии 1—4—8—16—24%; е — статистические индивиды роговой обманки.

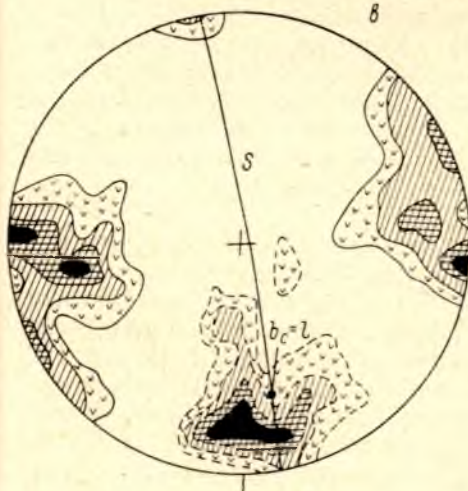
a



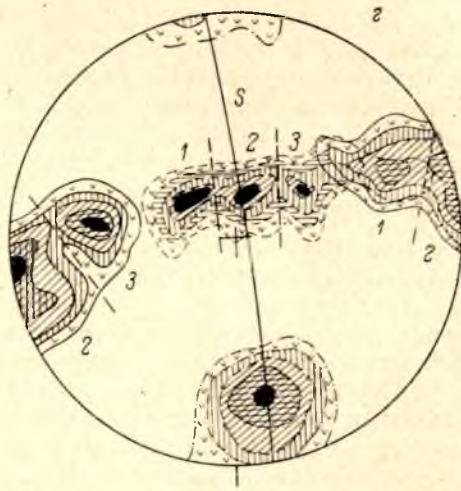
b



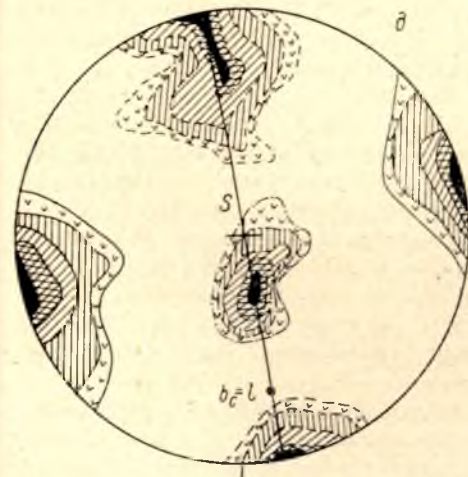
c



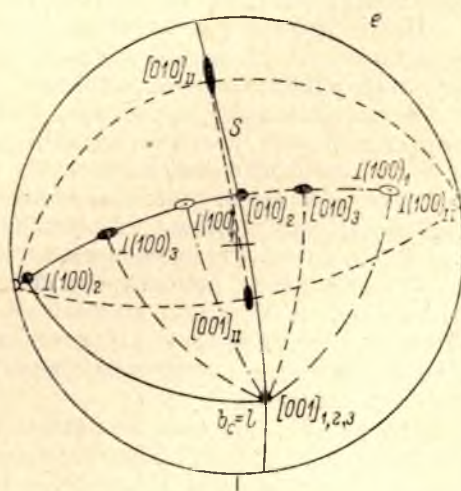
d



e



f



Т а б л и ц а 4

Оптические свойства роговой обманки
в обр. 66

Компоненты ориентировки	Знак Nm	Число зерен	$cNg_{\text{ср}}$, град.	$-2V_{\text{ср}}$, град.
<i>I</i>	$\begin{matrix} + \\ - \end{matrix}$	$\begin{matrix} 27 \\ 18 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 14.3 \\ 15 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 62.5 (4) \\ - \end{matrix}$
Среднее	\pm	45	14.6	62.5 (4)
<i>II</i>	$\begin{matrix} + \\ - \end{matrix}$	$\begin{matrix} 9 \\ 15 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 13.6 \\ 14.7 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 66 (7) \\ 65 (10) \end{matrix}$
Среднее	\pm	24	14.3	65.5 (17)
<i>I+II</i>	\pm	69	14.5	65 (21)

равным $+7$ и -11 . В индивидах *I* и *3* поляризация $[010]$ проявлена значительно резче. Так, в индивиде *I* соотношение знаков $+8$ и -1 , а в индивиде *3* на $12 +Nm$ приходится $3 -Nm$. Таким образом, индивиды *I* и *3* действительно образуют вполне гомогенный и обособленный элемент ориентировки. Появление $-Nm$ в индивидах *I* и *3* можно объяснить рассеиванием $[010]$, входящих в индивид *2*, аналогичное рассеивание $[010]$ индивидов *I* и *3* должно дать вдвое больший эффект. Если это справедливо,

то должна иметь место пропорция: $\frac{2(-Nm)_{1,3}}{\pm Nm_{1,3}} = \frac{+Nm_2}{\pm Nm_2}$. Подставляя соответствующие значения, получаем для левой части 0.33 , а для правой -0.39 . Следовательно, индивиды *I* и *3* могут быть образованы зернами с $+Nm$, а индивид *2* — с $-Nm$. Как по своей пространственной ориентировке, так и оптическим свойствам индивиды, образующие *I* компонент, четко коррелируются с синкинематическими индивидами *2* и *3* в обр. 112.

Компонент *II* (рис. 26, *д*) состоит из одного индивида с несколько растянутыми единичными максимумами кристаллографических осей. В максимуме $[010]$ преобладают выходы с отрицательным знаком (табл. 4). При одинаковой с компонентом *I* средней величине угла угасания угол оптических осей заметно больше.

Петрографическое изучение показывает, что *I* компонент образован крупными, часто неправильными зернами, тогда как *II* компонент — мелкими идиоморфными зернами с развитыми гранями призм.

В целом можно заключить, что в обр. 66а присутствуют амфиболы двух генераций, которые различаются типом ориентировки, отношением к *S* и *l*, поляризацией концов *Nm* и оптическими свойствами. Хотя возрастные отношения этих генераций непосредственно не устанавливаются, амфиболы, образующие *II* компонент, в дальнейшем рассматриваются как более ранние по сравнению с *I* компонентом. Это основано на сходстве их ориентировки с ориентировкой пироксена, который в той или иной мере замещается и обрастает роговой обманкой, по своим свойствам и ориентировке относящейся к *I* компоненту. С другой стороны, в 9 зернах пироксена были встречены включения амфибола, принадлежащего ко *II* компоненту.

Обр. 65. Данные по ориентировке роговой обманки представлены на рис. 27. Узор $[001]$ образован одним вполне изометричным максимумом вдоль линейности. В поясе $[010]$ присутствуют два взаимно перпендикулярных, но неравноценных максимума (рис. 27, *а*). Узор *Ng*, как и узор $[001]$, состоит из одного максимума (рис. 27, *б*), однако участок наиболее

высокой концентрации обнаруживает тенденцию к малокруговому распределению и распадается на два неравноценных максимума, лежащих по обе стороны от центра тяжести максимума $[001]$. Общая симметрия ориентировки, следовательно, близка к орторомбической.

В общей совокупности из 149 зерен на долю $+Nm$ приходится 73 и на $-Nm$ — 76 зерен. При отсутствии предпочтительной направленности

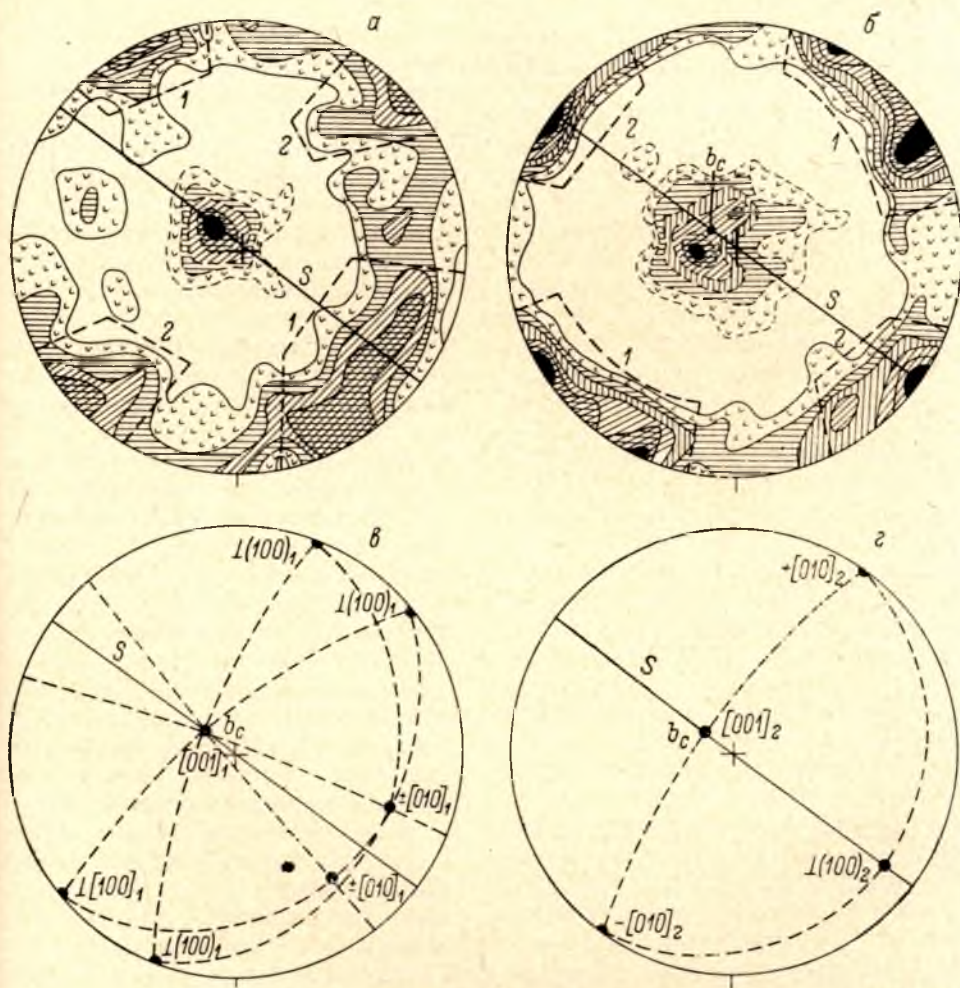


Рис. 27. Ориентировка 149 зерен роговой обманки в обр. 65.

а — сплошной контур: $[010] = Nm$, изолинии 1—2—3—4%; пунктир: $[001]$, изолинии 1—3—6—10—12%, жирный пунктир в узоре $[010]$: поля компонентов 1 и 2; б — сплошной контур: $\perp(100)$, изолинии 1—3—4—5—6—7%; пунктир: Ng , изолинии 1—2—4—6—10—12%; жирный пунктир в узоре $\perp(100)$: поля компонентов 1 и 2, соответствующих компонентам узора $[010]$; в — статистический двойник, образованный компонентом 1; г — статистический монокристалл, образованный компонентом 2.

разноименных концов Nm в масштабах всего шлифа, она обнаруживается в пределах более мелких участков. Смежные зерна образуют группы из 10—20 зерен с резким преобладанием одного знака Nm . В состав такой группы входят как мелкие, так и крупные, до 1.5 мм в поперечнике, округленно-овальные порфировидные зерна. Преобладанием $-Nm$ характеризуются только наиболее поздние мелкие зерна.

По особенностям узоров $[010]$ и $\perp(100)$ в ориентировке роговой обманки выделяются 1 и 2 компоненты субстроения (рис. 27, а, б). Компонент

нент 1 состоит из двух статистических индивидов (рис. 27, в), симметричных относительно друг друга, и макроскопической S . Для обоих индивидов свойственно отсутствие заметной поляризации [010]. Угол между [010] индивидов приблизительно равен 30° , а угол между [010] каждого индивида и S равен 15° . Все эти особенности ориентировки 1 компонента полностью соответствуют ориентировке статистического индивида 3 в обр. 112.

Компонент 2 (рис. 27, г) представляет собой статистический монокристалл с поляризованной [010], которая перпендикулярна к макроскопической S . Он идентичен с индивидом 4 в обр. 112.

Следовательно, все субстроение амфибола подразделяется на два основных компонента: ранний, орторомбический компонент, у основной массы зерен которого отсутствует поляризация концов Nm , так как слабо преобладают $+Nm$, и более поздний, моноклинный компонент, для которого свойственно почти полное отсутствие выходов $+Nm$.

Оптические свойства (cNg и $-2V$) амфибола отражены на рис. 28. Из графика $cNg-(-2V)$ видно, что с ростом $-2V$ угол угасания систематически падает. Общий разброс замеренных значений $-2V$ и cNg оказывается высоким, однако это не является только следствием ошибок измерений. В значительной мере разброс обусловлен общей неомогенностью амфибола, которая вызвана по крайней мере двумя причинами.

Как устанавливается, зерна амфибола, представляющие собой псевдоморфозы по пироксену, наиболее отклоняются от свойственных роговым обманкам оптиче-

ских свойств и взаимоотношений кристаллографических осей. В этих амфиболах угол угасания часто превышает 25° , достигая 45° . Точно так же угол спайности сильно колеблется в пределах $45-75^\circ$.

Другой причиной неомогенности является длительная кристаллизация роговой обманки, сопровождаемая закономерным изменением ее свойств. При анализе графика $cNg-(-2V)$ зерна с $+Nm$ были отделены от зерен с $-Nm$. Как оказалось, поле графика может быть разделено на три участка: участок с наименьшим $-2V$ и наибольшим cNg образован исключительно зернами с $-Nm$, формирующими 2 компонент субстроения; участок средних значений $-2V$ и cNg образован зернами с $+Nm$, и наконец, участок наибольших $-2V$ и самых низких cNg характеризуется развитием $+Nm$. Участки $+Nm$ и $\pm Nm$ отвечают 1 компоненту ориентировки. Расположение $+Nm$ между поздними $-Nm$ и ранними $\pm Nm$, возможно, свидетельствует о промежуточном возрасте этой группы зерен.

Построенные в процессе изучения диаграммы ориентировки отдельно для зерен с $+Nm$ и $-Nm$ показали, что в узоре $+Nm$ развит только один

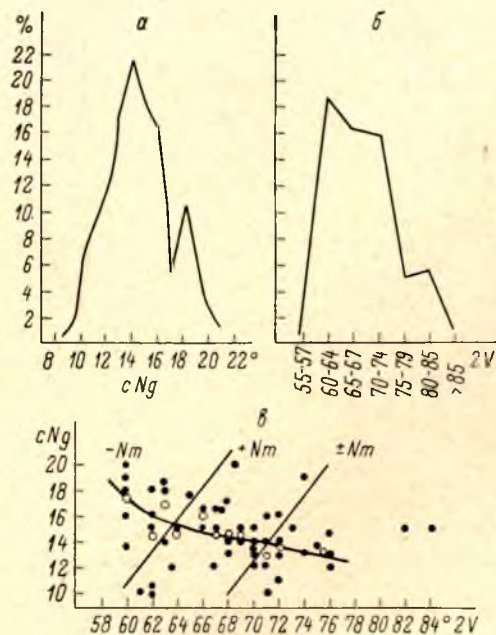


Рис. 28. Оптические свойства роговой обманки в обр. 65.

а — вариационная кривая углов угасания (cNg);
б — вариационная кривая углов оптических осей ($-2V$);
в — зависимость cNg от $-2V$, черные кружки — индивидуальные замеры, светлые кружки — среднее cNg при данном $-2V$, косые линии — границы полей разного знака Nm .

максимум, лежащий на S между максимумами $[010]$ компонента 1. В составе 1 компонента, следовательно, можно выделить дополнительно монокристалльный статистический индивид, слабо проявленный в сводном узоре. По своей ориентировке он идентичен индивиду 2 в обр. 112 и индивиду 2 компонента I в обр. 66. В целом 1 компонент рассматриваемого образца оказывается подобным I компоненту в обр. 66.

КОРРЕЛЯЦИЯ СУБСТРОЕНИЙ РОГОВОЙ ОБМАНКИ

Вышеприведенные данные свидетельствуют, что наиболее сложный ряд кристаллизации амфибола устанавливается в обр. 112, где выделяются субстроения до-, син- и позднекинематической стадий. Стереографические проекции статистических индивидов каждой из стадий кристаллизации представлены на диаграммах верхнего ряда рис. 29. Индексация диаграмм соответствует обозначениям индивидов, так что диаграмма на рис. 29, *a* изображает I индивид, а диаграмма на рис. 29, *e* — 6 индивид. Поля I, II, III, разграниченные вертикальными линиями, соответствуют трем последовательным стадиям кристаллизации, где поле I включает статистические индивиды докинематической стадии, а поле III — позднекинематической стадии.

Как уже отмечалось, возрастные отношения между статистическими индивидами внутри каждой стадии непосредственно не устанавливаются, поэтому принятое на рис. 29 расположение основывается на косвенных соображениях. Остановимся на наиболее важных синкинематических индивидах. Индивид 4 (рис. 29, *г*) помещен в конце синкинематической стадии ввиду того, что оптические свойства роговой обманки являются промежуточными между другими синкинематическими индивидами и индивидами позднекинематической стадии. Кроме того, поперечное положение (100) относительно S вообще является довольно редким в ориентировке амфибола и едва ли может документировать кульминационный пункт тектонических напряжений. Благоприятные условия для такой ориентировки скорее создаются после его прохождения. Индивиды 2 (рис. 29, *б*) и 3 (рис. 29, *в*) по оптическим свойствам не различаются. Однако индивид 2, как и докинематический индивид 1, представлен статистическим монокристаллом с тем же направлением поляризации $[010]$, что и послужило основанием для помещения его перед индивидом 3. Нельзя не отметить, что индивид 2 является основным среди синкинематических субстроений.

Прежде чем перейти к корреляции статистических индивидов обр. 112 с другими образцами, следует подчеркнуть, что макроскопические S и I во всех образцах не только принадлежат к одной возрастной генерации структурных элементов, но имеют близкое, а в обр. 66 и 65 — почти одинаковое залегание. Поэтому согласованные с макростроением статистические индивиды I компонента обр. 66 должны отвечать синкинематической стадии кристаллизации. Действительно, геометрические особенности индивида 2 (рис. 29, *б*, средний ряд) полностью совпадают со вторым индивидом в обр. 112. Индивиды 1 и 3, образующие статистический двойник с расположением (110) вдоль S , качественно соответствуют индивиду 3 в обр. 112. Отличие их в том, что угол между (hk^0) , параллельными S , и (100) в обр. 112 примерно вдвое меньше, чем в обр. 66. По этой причине стереографическая проекция индивидов 1 и 3 в обр. 66 несколько сдвинута относительно диаграммы на рис. 29, *в* и ее отличие подчеркнуто добавлением надстрочного индекса. Асимметричный II компонент в обр. 66 образован ранней генерацией роговой обманки. По типу ориентировки (рис. 29, *а*, средний ряд) и относительно возрасту он хорошо сопо-

ставляется с докинематическим индивидом в обр. 112 (рис. 29, а). Различие между ними состоит в разной степени согласованности ориентировки с элементами макростроения, что отмечено сдвинутым расположением диаграмм и добавлением надстрочного индекса у диаграммы, представляющей II компонент в обр. 66.

В обр. 65 ранний компонент, представленный разрядом $\pm Nm$, по геологическому положению отвечает синкинематической стадии. По типу ориентировки (рис. 29, в, нижний ряд) он полностью соответствует инди-

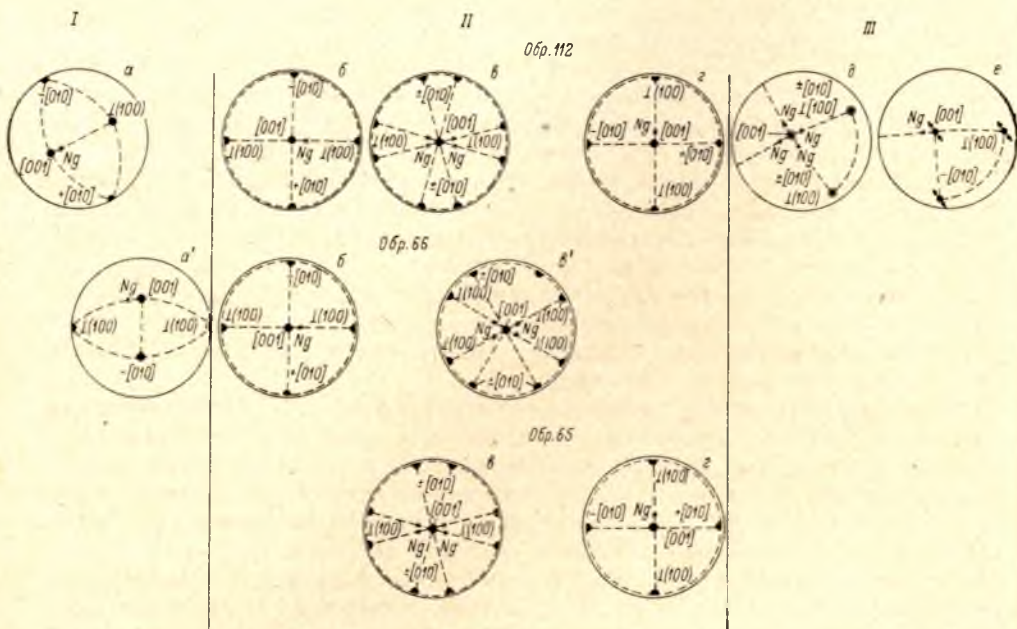


Рис. 29. Корреляция субстроений роговой обманки.

I — несогласованные (а) и частично согласованные (а') субстроения ранней, докинематической стадии кристаллизации: а и а' представляют собой статистические монокристаллы с собственной моноклинической симметрией, сводная симметрия субстроений роговой обманки и элементов макростроения триклинная; II — согласованные субстроения главной, синкинематической стадии кристаллизации; собственная симметрия субстроений роговой обманки равна сводной симметрии и меняется от моноклинической (б), где $(100) \parallel S$, через ромбическую (в и в') к моноклинической (з), где $(010) \parallel S$, в ромбических субстроениях с S совпадают $(hk0)$ роговой обманки, частным случаем является $S \parallel (110)$ на диаграмме в'; III — несогласованные субстроения позднекинематической стадии кристаллизации: $[001]$ и $\perp (100)$ образуют заметные, но небольшие углы с S и b_c -осью, субстроение д имеет собственную ромбическую симметрию, субстроение е моноклиническое и соответствует статистическому монокристаллу. На всех диаграммах след сланцеватости S вертикален, b_c -ось в центре.

виду 3 в обр. 112. Поздний компонент в обр. 65 (рис. 29, з, нижний ряд) характеризуется поперечным положением (100) относительно S и по типу ориентировки идентичен с индивидом 4 в обр. 112. Поскольку в обр. 65 возрастные отношения компонентов устанавливаются вполне однозначно, это соответствие типов ориентировки является косвенным указанием на правильность определения места индивида 4 среди других синкинематических индивидов в обр. 112.

Как отмечалось при характеристике обр. 65, в составе раннего компонента дополнительно можно выделить слабо развитый статистический монокристалл, образованный частью $\pm Nm$ зерен. По оптическим свойствам зерна с $\pm Nm$ занимают промежуточное положение между $\pm Nm$ и $-Nm$ зернами (рис. 28), что возможно свидетельствует и о промежуточном возрастном положении этого индивида. Однако по типу ориентировки монокристалльный индивид отвечает индивидам, представленным на рис. 29, б. Таким образом, либо диаграммы на рис. 29, б и 29, в нужно поменять

местами, либо монокристалльный индивид с моноклинной симметрией и расположением (100) вдоль S формировался дважды — до и после образования орторомбических статистических индивидов. Имеющиеся данные свидетельствуют скорее в пользу второго предположения. Так, в частности, синкинематические монокристалльные индивиды оказываются развитыми тем лучше, чем полнее представлена докинематическая стадия кристаллизации роговой обманки. В обр. 112 этот индивид является главным, а в обр. 66 развит в лучшем случае одинаково с орторомбическим индивидом.

Если теперь сопоставить полученные результаты с геологической и петрографической характеристикой изученных образцов, то нельзя не обратить внимание на различный характер взаимоотношений синкинематической роговой обманки с пироксеном.

В обр. 112 роговая обманка предшествует пироксену, в обр. 65 она является постпироксеновой, тогда как в обр. 66 основная масса зерен роговой обманки одновременна с моноклинным пироксеном (см. стр. 85). Эти соотношения прежде всего свидетельствуют о повсеместной и непрерывной кристаллизации роговой обманки во время движений, с которыми синхронна синкинематическая стадия. В то же время пироксен кристаллизуется локально, но на разных стадиях метаморфической истории, и его отсутствие, очевидно, является следствием не низкой температуры, а иных факторов. Отсутствие пироксенов в обр. 65, представляющем собой остаточное включение субстрата амфиболитов в мигматитах плагиоклазовых гранитов, сформировавшихся до F_2'' , позволяет сделать вывод, что появление или отсутствие пироксенов зависит от режима воды, тогда как температурные условия метаморфизма были достаточны для повсеместного образования в основных породах по крайней мере моноклинного пироксена. В обр. 65 отсутствуют также докинематические субстроения роговой обманки, т. е. субстроения, которые могли представлять особый интерес для изучения как наиболее близкие или синхронные с мигматизацией, и из всех образцов лучше всего представлено наиболее позднее синкинематическое субстроение. Эти особенности указывают на высокую способность мигматитов к перекристаллизации, приводящей к быстрому исчезновению более ранних состояний.

МОНОКЛИННЫЙ ПИРОКСЕН

Пироксены изучались в тех же шлифах из обр. 112 и 66, где проводилось изучение роговой обманки.

Обр. 112. Было замерено 100 зерен моноклинного пироксена, которые распадаются на две петрографические группы. I группа объединяет 35 зерен, содержащих включения роговой обманки. Остальные пироксены обрастают роговой обманкой и включены в нее. Они образуют II группу зерен. Прежде чем перейти к характеристике этих групп, кратко остановимся на особенностях сводной ориентировки, которую имеет вся совокупность замеренных зерен. В сводных узорах всех кристаллографических осей (рис. 30) выделяются три различных компонента, образованных четкими максимумами концентрации. Сводная ориентировка, следовательно, состоит по крайней мере из трех частных субстроений, имеющих разное отношение к элементам макростроения, и, очевидно, неоднородных. Другой яркой особенностью сводной ориентировки является резкое преобладание выходов $+Nm$, свойственное всем компонентам узоров.

Ориентировка пироксенов I группы иллюстрируется диаграммой (рис. 31, а), на которую вынесены максимумы концентрации кристалло-

графических и кристаллооптических осей. Свойственная I группе жесткая ориентировка отвечает статистическому монокристаллу, (100) которого совпадает с S , а $[001]$ образуют большой (больше 45°) угол с линейностью. У всех зерен I группы без исключения $[010] = Nm$ имеют положительный знак.

На диаграммах ориентировки кристаллографических и кристаллооптических осей пироксенов II группы (рис. 31, б—д) зерна в ориентировке,

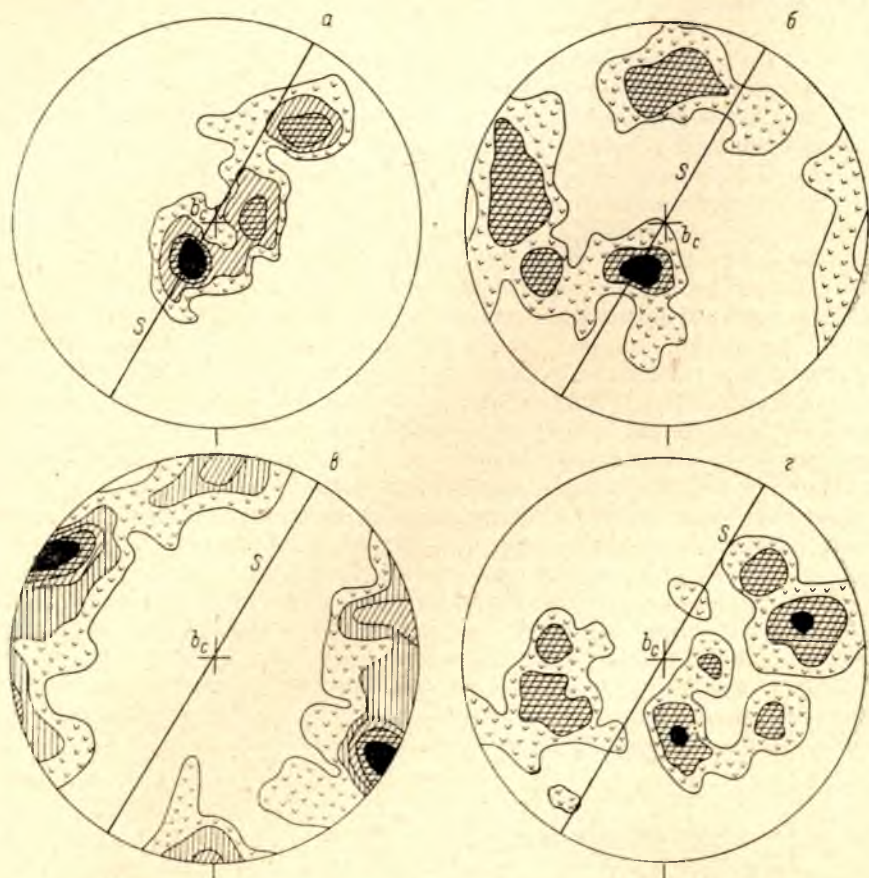


Рис. 30. Ориентировка 100 зерен клинопироксена в обр. 112.

a — $[001]$, изолинии 1—3—6—9%; $б$ — $[010] = Nm$, изолинии 1—3—6%; $в$ — $\perp(100)$, изолинии 1—4—5—6—9%; $г$ — Ng , изолинии 1—3—6%.

отвечающей I группе, полностью отсутствуют. Эти диаграммы в то же время характеризуются более размытыми максимумами концентрации, хотя в каждом узоре отчетливо выделяются два компонента, которые соответствуют двум статистическим индивидам (рис. 31, е). Каждый индивид представляет собой статистический монокристалл. У обоих индивидов $[001]$ образуют острый угол с линейностью и не лежат на S . Ориентировка (100) позволяет заключить, что если у индивида 2 примерно вдоль S под острым углом к ней вытянута одна плоскость спайности (110), то у индивида 3 — другая плоскость спайности. Хотя на рис. 31, е у обоих индивидов показаны $+Nm = [010]$, в действительности часть зерен индивида 2 имеет $-Nm$. Такой же знак Nm и у зерен, не имеющих предпочтительной ориентировки.

Очевидно, что различная ориентировка пироксенов I и II группы обусловлена разным возрастом и сменой динамических условий кристал-

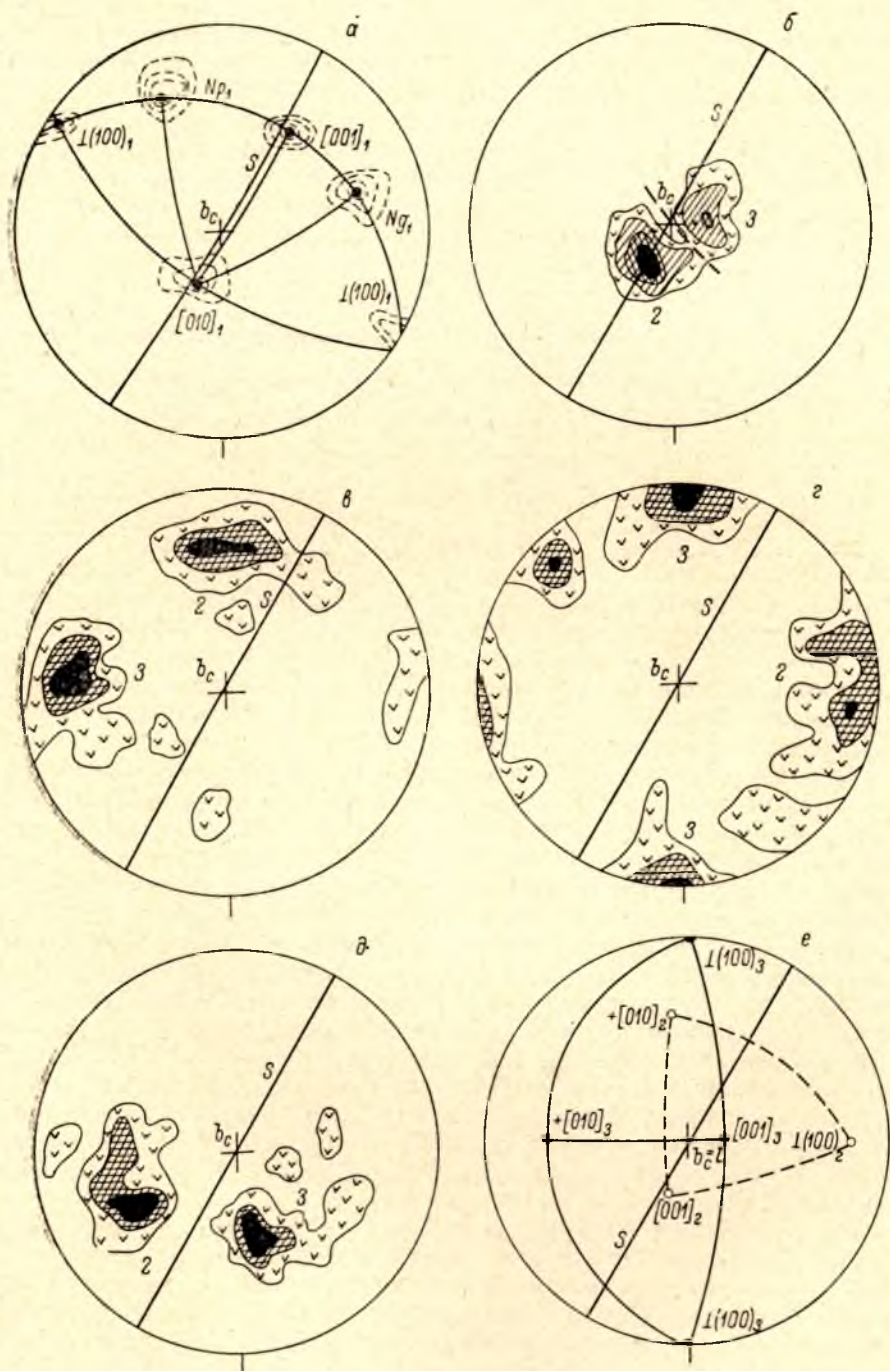


Рис. 31. Ориентировка 35 зерен клинопироксена, включающего роговую обманку (а), и 65 зерен, включенных в роговую обманку (б-е).

а — схематическая сводная диаграмма субстроения клинопироксена, включающего роговую обманку, пунктирными линиями показаны концентрации отдельных осей, статистический индивид 1 выделен по центрам тяжести максимумов концентрации; б — $[001]$, изолинии 1.5—4—5—9%; жирный пунктир — граница полей компонентов 2 и 3; в — $[010] = Nm$, изолинии 1.5—4.5—6—7.5%; г — Ng , изолинии 1.5—4.5—6%; е — $1(100)$, изолинии 1.5—4.5—6%; е — статистические индивиды клинопироксена, включенного в роговую обманку.

лизации. Статистические индивиды II группы, возможно, также не являются полностью одновозрастными. Об этом свидетельствует тот факт, что в составе индивида 2 присутствуют зерна с $-Nm$, что свойственно и неориентированным зернам.

Оптические свойства моноклинных пироксенов весьма выдержаны (табл. 5). Можно отметить, что только угол угасания в I группе, как и в пироксенах с $-Nm$ в составе II группы, несколько понижен по сравнению с пироксенами II группы, имеющими положительный знак Nm . Оптические свойства моноклинного пироксена отвечают ферросалиту (Трегер, 1958) с железистостью 60—65%.

Т а б л и ц а 5

Оптические свойства моноклинного пироксена
в обр. 112

Петрографическая группа	Число зерен	cNg , град.	$+2V$, град.
I	17	41.8	59.5
II { $+Nm$	49	44.0	59.2
	15	42.0	59.0

Обр. 66. В этом образце только в девяти случаях зерна моноклинного пироксена содержат включения роговой обманки. Несколько более развито замещение пироксена амфиболом, но преобладающая часть зерен пироксена является чистой, поэтому выводы о последовательности кристаллизации пироксена основываются главным образом на результатах геометрического анализа ориентировки.

Было изучено 100 зерен моноклинного пироксена, сводные узоры кристаллографических и кристаллооптических осей которого представлены на рис. 32. Центр тяжести максимума $[001]$ (рис. 32, а) несколько не совпадает с макроскопической линейностью l и центром тяжести главного максимума $[001]$ роговой обманки, а общая область концентрации $[001]$ асимметрична относительно макроскопической сланцеватости (S). Распределение $\perp (100)$ в целом является поясовым, но не все они отвечают поясу, нормальному к l , так как кроме него можно провести второй дополнительный пояс, показанный на рис. 32, а пунктиром. Полюс этого пояса (точка π) располагается в асимметричной ветви узора $[001]$. Наконец, у части зерен $[001]$ образуют большой угол с l и выходят в центре проекции. Таким образом, уже особенности сводной ориентировки $[001]$ и $\perp (100)$ свидетельствуют о неоднородности замеренной совокупности зерен, которая распадается на зерна: 1) $[001]$ которых статистически совпадает с S и l ; 2) $[001]$ которых совпадают с S , но не с l ; 3) $[001]$ которых не совпадают с S и l .

Для узоров Ng и Np свойственно четкое малокруговое распределение. В узоре Ng (рис. 32, в) можно построить две траектории с центрами (Bg' и Bg''), тогда как в узоре Np выделяется лишь одна траектория с центром Bp . Центры малокруговых траекторий Bg' и Bg'' располагаются вблизи линейности, но не совпадают с ней. Из сравнения узоров Ng и Np видно, что линейность по отношению к Bg' и Bp сама является центром малокруговой траектории с радиусом 13° . Узор $[010]=Nm$ наиболее сложен и состоит из пяти достаточно четко разобценных максимумов, обозначенных на рис. 32, б цифрами.

В ходе геометрического анализа общая совокупность замеренных зерен была подразделена на восемь компонентов ориентировки, для которых наряду с $[001]$ и $[010]$ анализировалось распределение $\perp (100)$, Ng , Np , знаков Nm , а также подсчитывались средние значения cNg и

2V. В качестве примера на рис. 33 *a—e* приведены диаграммы ориентировки для 2, 4 и 5 компонентов. Ориентировка каждого компонента затем была представлена в виде статистических индивидов. Стереографические проекции статистических индивидов компонентов 1—5 приведены на рис. 33, *г—e*.

Ориентировка $[010]$ первых пяти компонентов, т. е. $[010]_{1-5}$, соответствует максимумам 1—5 сводного узора $[010]$. При этом $[001]_{1-4}$ формируют

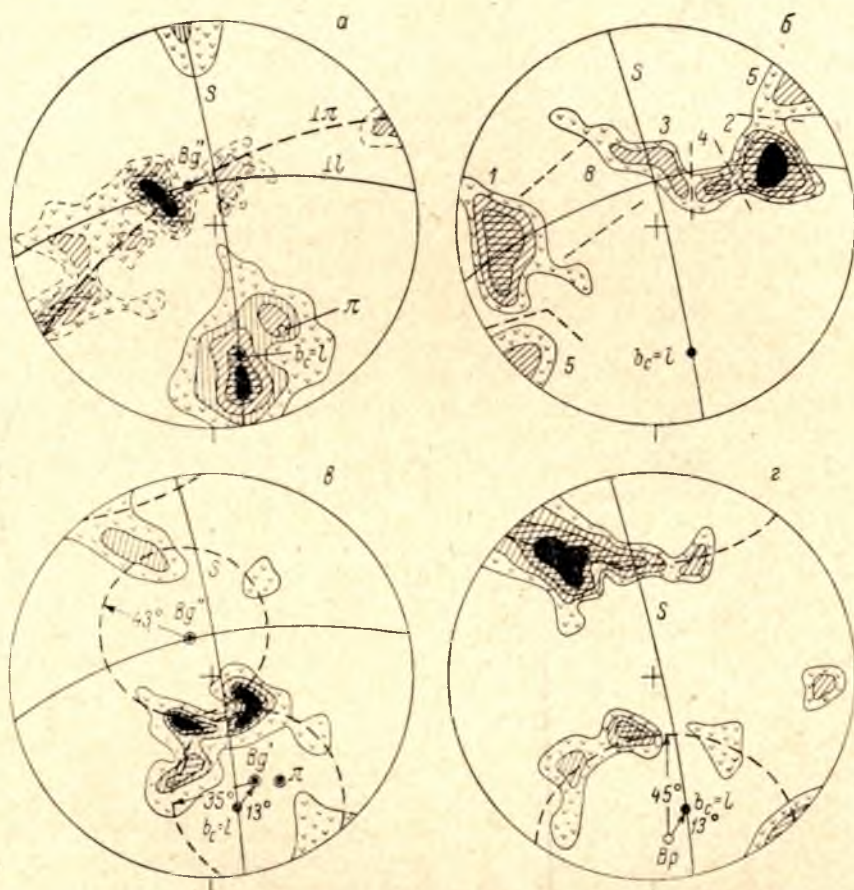


Рис. 32. Ориентировка 100 зерен клинопироксена в обр. 66.

а — сплошной контур: $[001]$, изолинии 2—5—8—11—14%; пунктир: $\perp(100)$, изолинии 2—3—4—6%; два пояса рассеивания $\perp(100)$, один пояс перпендикулярен к b_c , второй — к точке π , линия пересечения поясов — B_g' ; *б* — $[010]=N\pi$, изолинии 2—3—4—6%, пунктирными линиями показаны границы компонентов узора, обозначенных цифрами 1—5 и 8; *в* — Ng , изолинии 2—4—5—6%, B_g' и B_g'' — центры малокруговых траекторий рассеивания Ng ; *г* — Np , изолинии 2—3—4—5%, Br — центр малокруговой траектории рассеивания Np .

главный максимум сводного узора $[001]$, а $[001]_5$ — дополнительный. Компоненты 1—4 к тому же характеризуются неполяризованными $[010]$, тогда как $[010]_5$ поляризована (рис. 33). У компонентов 6 и 7 $[001]$ располагаются в центральной части диаграммы и статистически параллельны друг другу, но $[010]_6$ отвечает $\perp(100)_7$. В свою очередь $[010]_8$ статистически параллельна $[010]_5$. Таким образом, компоненты 5, 6 и 7 геометрически связаны друг с другом, так как ориентировка компонента 6 является переходной от компонента 7 к компоненту 5, хотя взаимная параллельность $[001]_6$ и $[001]_7$, а также отсутствие поляризации $[010]$ особенно сближают компоненты 6 и 7. Наконец, оставшаяся часть зерен выделена

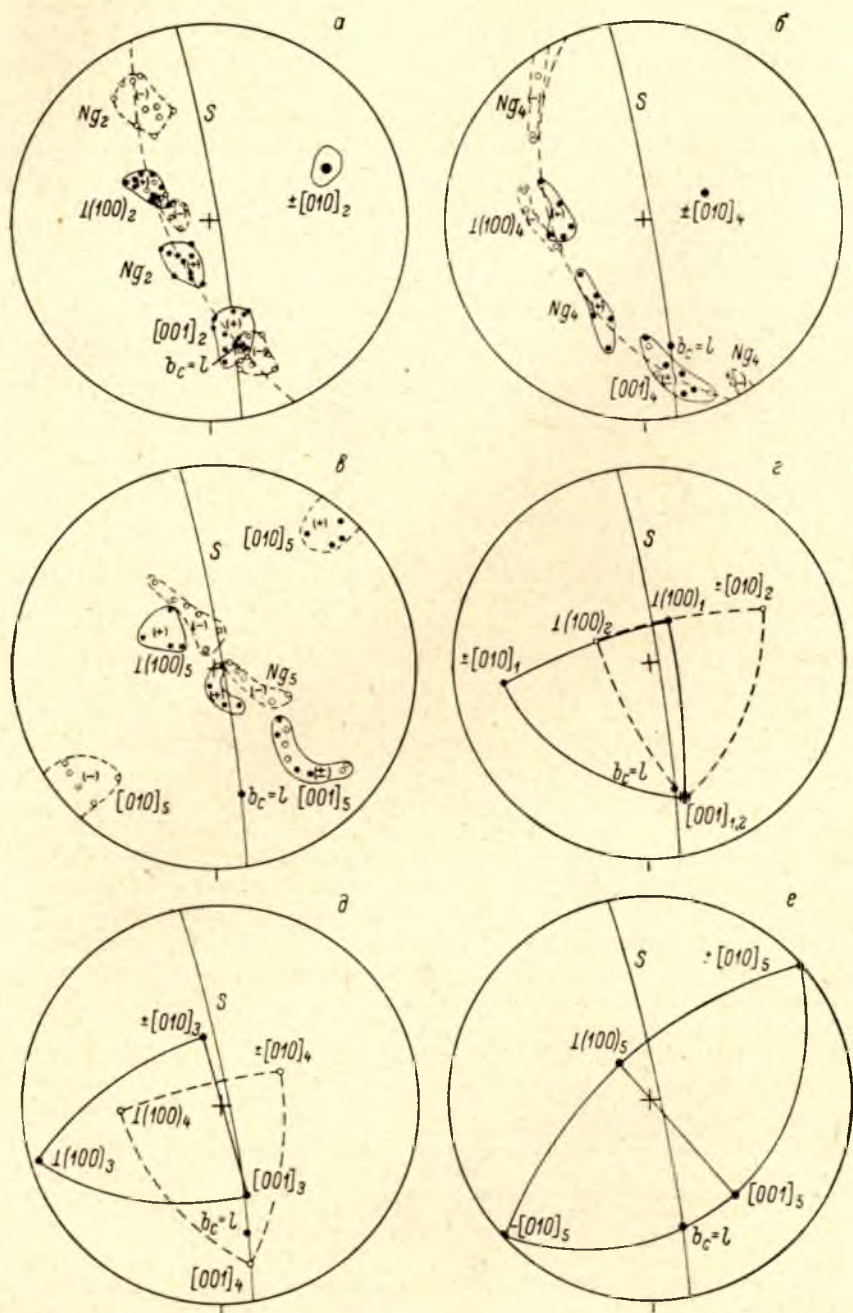


Рис. 33. Компоненты ориентировки клинопироксена в обр. 66.

Черные кружки — выходы осей в зернах с $+Nm$; светлые — в зернах с $-Nm$; пунктир — траектории статистических (010); участки концентрации осей в пределах поясовых траекторий (010) оконтурены; а — компонент 2; б — компонент 4; в — компонент 5; г — статистический двойник, образованный компонентами 1 и 2; д — статистические монокристаллы, образованные компонентами 3 и 4; е — статистический монокристалл, образованный компонентом 5.

в качестве самостоятельного компонента 8, у этих зерен $[001]_8$ выходят в области главного максимума сводного узора $[001]$, а $[010]_8$ располагаются между максимумами 1 и 3 сводного узора $[010]$. Границы рассеивания $[010]_8$ нанесены на рис. 32, б наряду с границами $[010]$ компонентов 1—5. Остается добавить, что $[010]_8$ неполяризованы, т. е. по главным особенностям ориентировки компонент 8 подобен компонентам 1—4.

Из сопоставления отдельных компонентов друг с другом следует, что компоненты 1, 2, 3, 4 и 8 образуют одну группу, связанную общностью ориентировки $[001]$ и отсутствием поляризации Nm . Внутри этой группы компоненты 1 и 2 представляют зеркальное отражение друг друга в плоскости симметрии S . В таких же отношениях находятся и компоненты 4 и 8. Они образуют, следовательно, статистические двойники, причем у индивидов 1 и 2 угол между (010) составляет около 45° (рис. 33, з), а у индивидов 4 и 8 этот угол примерно равен 90° , так как $[010]_8$ занимает место $\perp (100)_4$ (рис. 33, д). Из всех компонентов $[001]_{1,2}$ наиболее приближены к линейности, хотя $[010]_{1,2}$ образуют большие углы с S . У компонента 3 (рис. 33, д) $(100)_3$ статистически параллельны S , однако из-за отсутствия поляризации Nm этот компонент также является статистическим двойником.

Вторую группу образуют компоненты 5, 6 и 7. В этой группе компонент 5 отвечает статистическому монокристаллу, а компоненты 6 и 7 образуют статистический двойник, так как находятся в таких же отношениях друг к другу, как компоненты 4 и 8. Кроме того, они имеют неполяризованные Nm .

Из приведенных данных следует, что ориентировка моноклинного пироксена состоит из четырех статистических двойников и одного статистического монокристалла.

По петрографическим данным пироксены, образующие компоненты 1 и 2, являются наиболее поздними. Поэтому непрерывность перехода от компонента 3 через 4 и 8 к компонентам 1 и 2, равно как принадлежность всех этих компонентов к одному типу ориентировки, согласованной с макростроением, свидетельствует о непрерывности кристаллизации пироксена в направлении от раннего компонента 3 к поздним компонентам 1 и 2. Реликтовые включения роговой обманки присутствуют в пироксенах 3 и 5 компонентов. Таким образом, компоненты 5, 6 и 7, составляющие одну группу субстроений, являются более ранними, чем компоненты 1, 2, 4, 8 и 3. Нельзя не отметить, что ориентировка пироксенов в компонентах 6 и 7 согласуется с ориентировкой докинематической роговой обманки, которая и образует включения в пироксенах 3 и 5 компонентов. Компоненты 6 и 7, следовательно, можно рассматривать как одновременные (кристаллизовавшиеся в одинаковых динамических условиях) с докинематической роговой обманкой, тогда как компоненты 3 и 5 являются более поздними.

Несмотря на сложное развитие ориентировки, оптические свойства пироксена (табл. 6) весьма выдержанны. Колебания средних значений cNg и $2V$ отдельных компонентов не превышают $2-3^\circ$. Вместе с тем они вполне закономерны. Так, например, сравнивая компоненты 3, 4 и 8, 1 и 2, можно отметить, что в этом направлении растет $2V$ и cNg . Наиболее выдержанны оптические свойства у пироксенов 4 и 8 компонентов, где $cNg=41^\circ$, а $+2V=57^\circ$. Компонент 5 по оптическим свойствам весьма близок к поздним компонентам, тогда как компоненты 6 и 7, будучи близкими между собой, имеют наиболее высокие углы угасания и оптических осей и заметно отличаются от всех других компонентов. Таким образом, с развитием ориентировки происходит некоторое уменьшение cNg и $2V$ при переходе от компонентов 6 и 7 к компоненту 5. Далее оптические свойства пироксенов практически не меняются, только во время форми-

Таблица 6

Оптические свойства моноклинного пироксена в обр. 66

Компонент ориентировки	Знак Nm	Число замеров	$cNg_{ср.}$ град.	$+2V_{ср.}$ град.	Компонент ориентировки	Знак Nm	Число замеров	$cNg_{ср.}$ град.	$+2V_{ср.}$ град.
1	+	6	40.8	58.6	3	+	10	41.4	55.7
	—	9	42.6	56.6		—	7	40.4	58.0
Среднее	\pm	15	41.3	58.0	Среднее	\pm	17	41.0	56.2
2	+	10	43.4	57.6	6	+	4	43.2	57.5
	—	10	42.6	55.8		—	6	42.5	59.2
Среднее	\pm	20	43.0	57.0	Среднее	\pm	10	42.8	58.4
4	+	5	41.2	57.5	7	+	3	43	58.5
	—	3	38.7	56.0		—	3	46	60.0
Среднее	\pm	8	41.0	57.2	Среднее	\pm	6	43.5	59.2
8	+	7	41.8	56.3	5	\pm	7	40.8	57.6
	—	7	40.0	58.2		—	5	41.2	57.8
Среднее	\pm	14	40.9	57.2	Среднее	\pm	7	40.8	57.6

рования наиболее поздних компонентов 1 и 2 вновь происходит небольшое увеличение cNg и $2V$.

РОМБИЧЕСКИЙ ПИРОКСЕН

В обр. 112 было замерено 78 зерен ромбического пироксена, узоры [001], [010] и [100] которого представлены на рис. 34, *a—в*. Главной особенностью узора [001] = Ng (рис. 34, *a*) является непрерывный пояс, примерно совпадающий с S . Внутри пояса выделяются два основных максимума концентрации — два главных компонента узора, обозначенные цифрами 1 и 2. Концентрации, соответствующие этим компонентам, выделены также в узорах [010] = Np и [100] = Nm на рис. 34, *б, в*. Сводная ориентировка ромбического пироксена состоит, следовательно, из двух главных компонентов, которые в виде статистических индивидов изображены на рис. 34, *г*.

Компонент 2 является статистическим монокристаллом, у которого [001] располагается вблизи b_c -оси, а (100) и (010) образуют с S углы, примерно равные 45° . Это значит, что вдоль S ориентирована одна из плоскостей спайности (110). Компонент 1 характеризуется тем, что при единственном положении [001] вблизи S , но под углом около 70° к b_c -оси, оси [010] и [100] частично эквивалентны. У основной части зерен [010] располагается на S , но у части зерен [010] образует с S почти прямой угол. Таким образом, компонент 1 представляет собой статистический двойник с неравным развитием двойниковых индивидов. У главного двойникового индивида вдоль S ориентированы (100), а у дополнительного — (010).

Резкое несовпадение ориентировок главных компонентов свидетельствует о их неодновременности. Оптические свойства ромбического пироксена также не остаются постоянными. Среднее значение угла оптических осей для компонента 1 равно -51° по 17 замерам, а для компонента 2 по 14 замерам -62.5° . Первое значение $2V$ отвечает магнезиальности

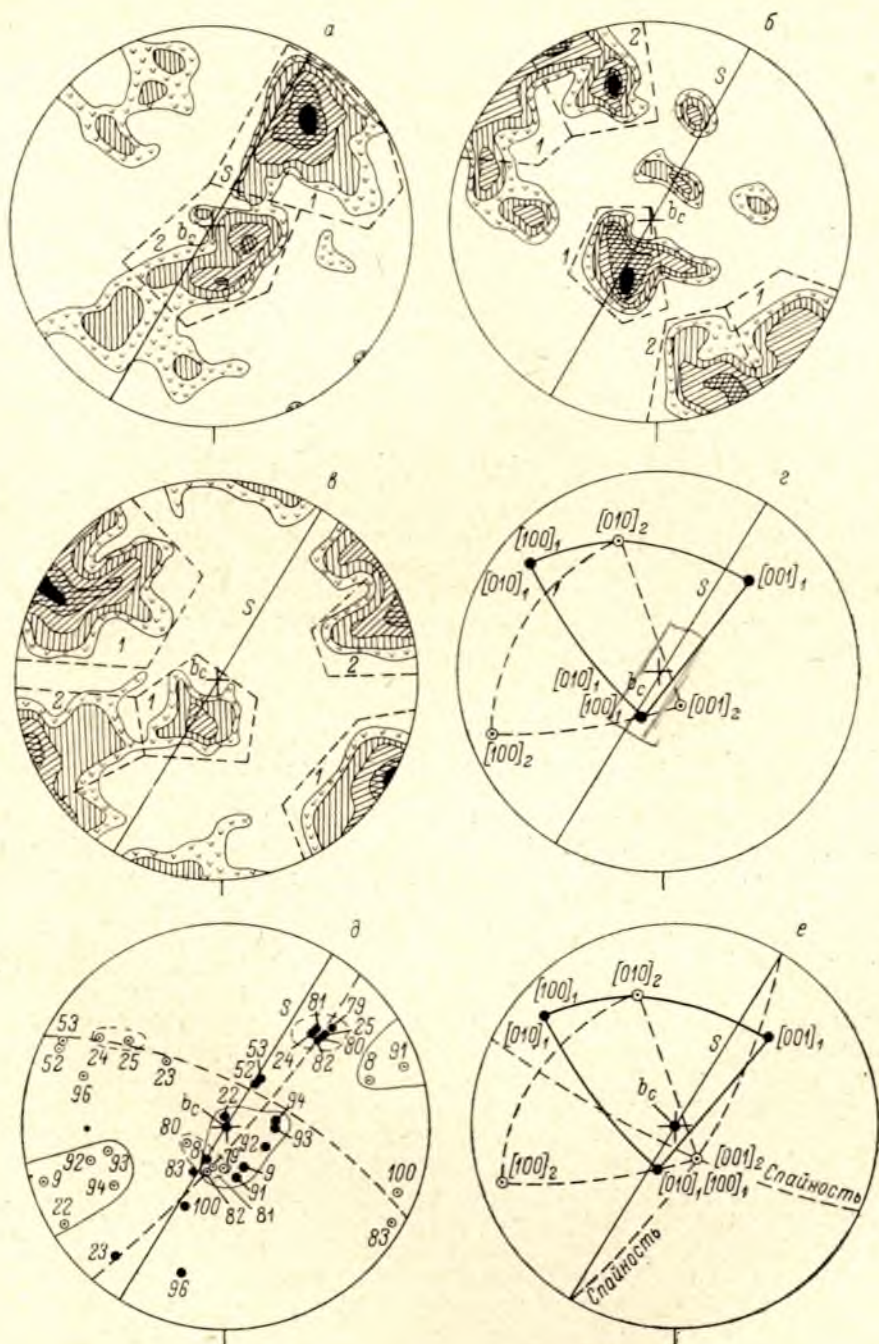


Рис. 34. Ориентировка 78 (а—г) и 19 (д, е) зерен ромбического пироксена в обр. 112.

а — $[001] = Ng$, изолинии 1—2—4—7—9%, пунктир: поля компонентов 1 и 2; б — $[010] = Nr$, изолинии 1—2—3—5—7%; в — $[100] = Nm$, изолинии 1—2—4—7—10%; г — статистические индивиды, образованные компонентами 1 и 2; д — ориентировка $[001] = Ng$ (черные кружки) и $[010] = Nr$ (светлые кружки) в 19 зернах ромбического пироксена; жирный пунктир — траектории поясов рассеивания $[001]$ и $[010]$, тонкий пунктир и сплошная линия — концентрации осей, отвечающие компонентам 1 и 2; е — статистические индивиды, образованные компонентами 1 и 2.

50—52%, тогда как второе значение может указывать как на рост магнетиальности, так и на рост железистости (Дир и др., 1966). Определение $Ng-Np$ показало, что ромбические пироксены, образующие второй компонент, имеют более железистый состав, их магнетиальность составляет 28%.

Если обратиться к сравнению ориентировок моноклинного и ромбического пироксенов в обр. 112, то 1 компонент ортопироксена идентичен с 1 компонентом у клинопироксена. Двойное положение $[010]$ и $[100]$ ортопироксена может быть следствием того, что физические свойства ортопироксена (упругость, скорость роста и др.) вдоль $[010]$ и $[100]$ ближе между собой и больше отличаются от таковых вдоль $[001]$, чем у клинопироксена. В такой же мере 2 компонент ортопироксена сопоставим со 2 и 3 компонентами ориентировки клинопироксена. Общим для них является расположение $[001]$ в районе b_c -оси и совпадение с S одной из плоскостей спайности. Отличие заключается в том, что ортопироксен имеет монокристалльную ориентировку и его $[001]$ занимает среднее положение между $[001]_2$ и $[001]_3$ клинопироксена, что видно из сравнения рис. 34, г с рис. 31, е. Что касается других осей, то $[010]_2$ ортопироксена отвечает $[010]_2$ клинопироксена, а $[100]_2$ ортопироксена близка к $\perp(100)_2$ клинопироксена. Таким образом, 2 компоненту ориентировки ортопироксена соответствует 2 компоненту ориентировки клинопироксена, включенного в роговую обманку. Четкая корреляция компонентов ориентировки позволяет сделать вывод об одновременности кристаллизации моноклинного и ромбического пироксенов.

КОРРЕЛЯЦИЯ СУБСТРОЕНИЙ РОГОВОЙ ОБМАНКИ И ПИРОКСЕНОВ

Приведенная выше корреляция субстроений роговой обманки, а также четкая взаимная согласованность субстроений ромбического и моноклинного пироксенов в обр. 112 позволяют непосредственно перейти к корреляции данных по пироксенам и роговым обманкам, не останавливаясь специально на корреляции субстроений моноклинных пироксенов, тем более что такая корреляция, безусловно, потребовала бы привлечения данных по роговым обманкам. Однако прежде чем перейти к этому вопросу, рассмотрим полученные данные об ориентировке пироксенов и роговых обманок с точки зрения достоверности и надежности выделения отдельных субстроений.

Хотя выше ход анализа сводной ориентировки каждого минерала излагался и иллюстрировался достаточно подробно с приведением всех количественных данных о числе замеров, имея в виду устанавливаемую сложную картину строения каждой сводной ориентировки, у читателя может возникнуть вопрос о надежности полученных результатов и сделанных выводов. Это вопрос в сущности сводится к определению или оценке числа замеров, необходимых и достаточных для получения данных, не зависящих от случайных причин: точности прибора, работы оператора и объективного разброса координат осей в индивидуальных зернах, обуславливающего статистический характер их коллективной ориентировки. В данном случае речь идет о том, достаточно ли 10—30 замеров для выделения компонентов ориентировки и статистических индивидов. Обратимся к соответствующим примерам.

В обр. 112 первоначально было замерено всего 19 зерен ромбического пироксена. Эти замеры были получены во время изучения ориентировки моноклинного пироксена. При обработке замеров ромбические пироксены были отделены от моноклинных и данные об ориентировке этих зерен

приведены на рис. 34, *д*. Тогда же в ориентировке ромбического пироксена (по 19 зернам!) были выделены два основных компонента и один дополнительный, которые показаны на рис. 34, *е*. В результате дополнительного изучения было замерено 78 зерен ортопироксена, ориентировка которых и рассматривалась выше. Сравнение данных (рис. 34) показывает, что главные черты ориентировки не изменились. Не изменился, следовательно, и характер выводов. Расширение числа замеров не повлияло и на данные о вариациях угла оптических осей. Так, например, первоначально угол оптических осей в зернах *1* компонента оказался в среднем равным 48° , тогда как окончательно он равен $50-51^\circ$. Расширение числа замеров и в других случаях, например вдвое по роговой обманке, включенной в пироксен в обр. 112, ни разу не повлекло за собой изменения существа выводов.

Это обстоятельство представляется не случайным и объяснение его заключается, во-первых, в изучении полной ориентировки и, во-вторых, в выделении компонентов ориентировки с учетом всей совокупности данных. Поэтому если допустить, что в 10 зернах роговой обманки $[001]$ случайно попадает в узкий пучок, образующий максимум концентрации, что само по себе маловероятно, то ситуация, когда случайно такой же пучок образуют $[010]$ и при этом имеют один и тот же знак, является просто невероятной.

Результаты настоящего изучения свидетельствуют, что уже 20—30 замеров вскрывают определяющие черты ориентировки. Дальнейшее увеличение числа замеров в этом отношении не дает новой информации, но позволяет охарактеризовать вполне достаточным, т. е. таким же числом замеров второстепенные детали.

С этими замечаниями перейдем к сопоставлению субстроений пироксенов и роговых обманок.

Обр. 66. В ориентировке роговой обманки выделяются три субстроения, принадлежащие к первой и второй стадиям кристаллизации (рис. 29). Субстроения пироксена представлены значительно шире, но также отчетливо подразделяются на две группы. Для ранней группы свойственна несогласованность предпочтительной ориентировки с элементами макростроения. Субстроения второй, более поздней группы, напротив, полностью согласованы с макростроением. Все они вместе с субстроениями амфибола в последовательности формирования от наиболее ранних к наиболее поздним приведены на рис. 35.

Как по отношению к элементам макростроения, так и по относительному возрасту ранняя группа субстроений пироксена отвечает первой стадии кристаллизации роговой обманки. Наиболее раннему субстроению роговой обманки особенно близко субстроение, образованное 6 и 7 компонентами ориентировки пироксена. Пироксены 5 компонента, формирующие следующее по возрасту субстроение, включают в себя ранний амфибол и имеют иную ориентировку. Таким образом, самые ранние амфиболы достаточно уверенно сопоставляются с наиболее ранними пироксенами. Точно так же амфиболам второй стадии полностью аналогичны субстроения пироксенов, образованные 3, 4 и 8 компонентами, что позволяет рассматривать их как одновременные. Наиболее позднее субстроение пироксена (компоненты 1 и 2) не находит себе аналогов в ориентировке амфиболов рассматриваемого образца.

Обр. 112. В развитии ориентировки роговой обманки вполне однозначно устанавливаются три стадии. Амфиболы первых двух стадий включены в ромбический и моноклинный пироксены, которые образуют 1 компонент своей ориентировки. Поскольку ориентировка пироксенов резко отличается от ориентировки включенного амфибола, кристаллизация пироксена 1 компонента происходила позже кристаллизации амфибола и в иных динамических условиях. С другой стороны, несмотря на довольно

большое число включенных зерен роговой обманки, среди них отсутствуют такие, ориентировка которых отвечала бы субстроениям третьей стадии кристаллизации. Отсюда можно заключить, что кристаллизация пироксенов, включающих роговую обманку, закончилась до начала третьей стадии кристаллизации роговой обманки. Таким образом, возрастное положение рассматриваемых пироксенов определяется как промежуточное между субстроениями роговой обманки второй и третьей стадий кристаллизации.

Обращает на себя внимание, что субстроения пироксенов, включающих роговую обманку, только частично согласованы с макростроением. По отношению $[001]$ к b_c -оси они резко отличаются как от предшествующих, так и последующих субстроений роговой обманки. Можно предполагать поэтому, что их образование происходило во время межтектонического интервала или по крайней мере спада тектонических напряжений, имевшего место между второй и третьей стадиями кристаллизации роговой обманки. Их можно поэтому рассматривать как посткинематические относительно второй стадии и докинематические относительно третьей стадии.

Сопоставление сводного узора $[001]$ роговой обманки (рис. 23, *a*) со сводным узором $[001]$ ортопироксена (рис. 34, *a*) и 1 компонентом ориентировки клинопироксена (рис. 31, *a*) показывает, что рассматриваемым пироксенам эквивалентна ориентировка компонентов 2*a* и 2*b* роговой обманки, образованных в основном зернами, не имеющими взаимоотношений с пироксеном, и частично зернами, замещающими пироксен. Таким образом, эти амфиболы, которые ранее рассматривались как наиболее поздние, правильнее считать одновременными и частью несколько более поздними по отношению к пироксенам, включающим роговую обманку. Их формирование также относится к межтектоническому интервалу между второй и третьей стадиями кристаллизации роговой обманки.

Ориентировка моноклинного пироксена, включенного в роговую обманку (рис. 31, *e*), хорошо сопоставляется с ориентировкой 5 компонента роговой обманки, которая обрастает и замещает пироксен (рис. 25, *g*). Отсюда можно сделать вывод, что образование роговой обманки и пироксена происходило в одинаковых динамических условиях, возможно, частично одновременно, но кристаллизация моноклинного пироксена закончилась раньше. Дальнейшая кристаллизация роговой обманки происходила в условиях несколько иного поля напряжений, что имело своим следствием появление 6 компонента, не сопоставимого с ориентировкой пироксенов.

Ориентировка 2 компонента ромбического пироксена, как отмечалось, согласуется с ориентировкой моноклинного пироксена, включенного в роговую обманку. Вместе с тем она является более простой и представляет как бы часть ориентировки моноклинного пироксена, что можно объяснить более коротким временем кристаллизации ромбического пироксена. Исходя из этого, можно предположить, что 2 компонент ориентировки моноклинного пироксена несколько предшествует 3 компоненту.

При характеристике моноклинного пироксена отмечалось, что для части зерен 2 индивида свойствен отрицательный знак Nm . Такой же знак Nm наблюдается у неориентированных зерен, $[001]$ которых образуют большой угол с линейностью. Эта особенность не противоречит несколько более раннему образованию 2 компонента по сравнению с 3 компонентом, так как некоторое преобладание $-Nm$ характерно и для роговых обманок межтектонического интервала. Вполне вероятно, что во время межтектонического интервала субстроения с поляризованными Nm , в данном случае $+Nm$, сменяются неполяризованными, в которых несколько преобладает противоположный, т. е. отрицательный знак Nm . Далее с переходом к третьей стадии кристаллизации, когда как бы возобновляются условия второй стадии, вновь начинают доминировать субстроения с $+Nm$, но в начале ее часть зерен сохраняет $-Nm$.

Отмеченные соотношения иллюстрируются схемой корреляции (рис. 35), из которой следует, что образование пироксенов началось во время перехода от второй стадии кристаллизации роговой обманки к третьей стадии и завершилось до окончания последней. Совокупность приведенных данных также позволяет сделать вывод о непрерывности кристаллизации роговой обманки и возможном существовании перерыва в кристаллизации пироксенов.

Заканчивая обсуждение результатов изучения амфиболов и пироксенов в обр. 112, необходимо кратко остановиться на особенностях их петрографических взаимоотношений, которые несколько необычны как обилием хорошо сохранившихся включений роговой обманки, так и чистотой пироксена, включающего роговую обманку. В то же время более поздние пироксены интенсивно замещаются и обрастают роговой обманкой. Как следует из проведенной корреляции субстроений, амфиболы, включенные в пироксен, имеют иную ориентировку, чем включающий пироксен. Этот пироксен в свою очередь имеет ориентировку, не совпадающую с ориентировкой роговой обманки третьей стадии. Последняя обрастает и замещает только пироксены, ориентировка которых согласована с ориентировкой поздней роговой обманки. Следовательно, отсутствие или наличие замещения пироксена роговой обманкой в решающей степени зависит от взаимного расположения их кристаллических решеток. Этим же очевидно объясняется и сохранение роговой обманки, включенной в пироксен. В этой связи почти полное замещение пироксена роговой обманкой в в обр. 65 может быть интерпретировано как косвенное свидетельство близости ориентировок пироксена и амфибола.

Развитие ориентировок пироксена и роговой обманки. Взаимная корреляция данных по амфиболам и пироксенам (рис. 35) дает общую картину последовательности их образования и взаимоотношений друг с другом. Нельзя не отметить, что привлечение данных по пироксенам вносит некоторые изменения в сводную корреляцию данных по амфиболам (рис. 29). Так, например, на рис. 35 диаграммы, соответствующие рис. 29, *a* и 29, *a'*, поменялись местами. Это обусловлено тем, что докинематические амфиболы обр. 66 полностью идентичны по ориентировке с наиболее ранними пироксенами, тогда как ориентировка докинематического амфибола в обр. 112 оказывается подобной ориентировке следующего по возрасту моноклинового пироксена в обр. 66. С другой стороны, наиболее позднее субстроение пироксена в обр. 66 хорошо сопоставляется с поздними синкинематическими субстроениями роговой обманки в обр. 112 и 65 (рис. 29). Наконец, на рис. 35 для обр. 112 нанесено субстроение, образованное роговыми обманками компонентов 2*a* и 2*b* (рис. 23, *a*), которое отсутствовало на рис. 29.

Как видно из рис. 35, субстроения пироксенов и роговой обманки внутри выделяемых стадий кристаллизации сменяют друг друга в определенной и четко выраженной последовательности. Наиболее полно она прослеживается в лучше изученных субстроениях второй стадии, где ранние моноклинные субстроения представляют собой статистические монокристаллы с расположением (100) вдоль *S*. Они сменяются орторомбическими субстроениями, организованными по типу статистических двойников или закономерных срастаний, в которых с *S* совпадает (110) или (*hk*0) промежуточного положения между (100) и (110). Иными словами, с (100) одного статистического кристалла совпадает (110) другого статистического кристалла, что приводит к образованию субстроения, подобного закономерному сrostку. Поздние субстроения довольно разнообразны, но, по-видимому, наиболее типичны моноклинные субстроения с поперечным относительно *S* расположением (100) и (*hk*0).

Судя по субстроениям моноклинового пироксена в обр. 66, в конце

первой стадии также происходит смена орторомбического субстроения двойникового типа с (100) вдоль S моноклинным монокристалльным субстроением с (100) поперек S . Отличие от второй стадии, состоящее в отсутствии двойниковых субстроений с (110) или $(hk0)$ вдоль S , может быть следствием неполноты данных.

На третьей стадии, которая также недостаточно изучена, отсутствуют ранние моноклинные субстроения с $(100) \parallel S$. Кристаллизация начинается непосредственно с орторомбических субстроений, в которых $(110) \parallel S$. Они сменяются субстроением монокристалльного типа, где вдоль S располагается (100).

Таким образом, отвлекаясь от конкретных особенностей индивидуальных субстроений, можно заключить, что в развернутом виде эволюция субстроений представляет собой переход от моноклинных к орторомбическим и вновь моноклинным структурам. Конкретные условия развития деформации могут видоизменить картину эволюции как за счет усиления роли одних субстроений, так и полного исчезновения других, но указанная закономерность, возможно, представляет собой не только локальное явление.

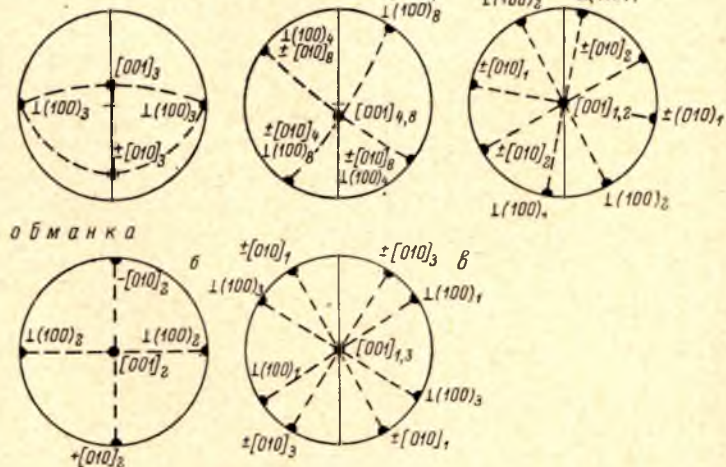
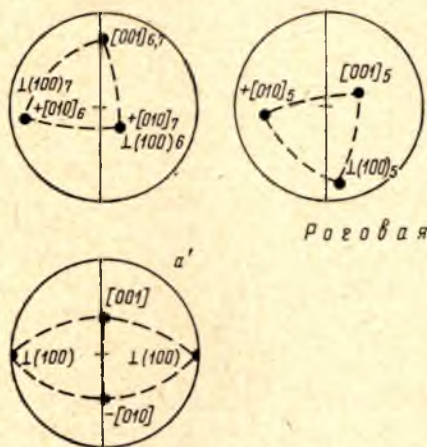
Условия кристаллизации амфиболов и пироксенов. Наиболее важной особенностью субстроений пироксенов и роговой обманки (рис. 35) является длительный интервал кристаллизации моноклинного пироксена, охватывающий первую, вторую и в значительной мере третью стадии кристаллизации роговой обманки. Вторая особенность состоит в том, что субстроения пироксена, начиная от наиболее раннего, повторяются в эквивалентных (по типу ориентировки и положению в общей последовательности) субстроениях роговой обманки.

Таким образом, почти на всем протяжении документируемой метаморфической истории пород условия температуры и давления допускают образование по крайней мере моноклинного пироксена в парагенезисе с роговой обманкой. Частичное или полное отсутствие его в тех или иных образцах основных пород, следовательно, обусловлено иными причинами, из которых наиболее важной, очевидно, является повышение P_{H_2O} , в особенности сопряженное с мигматизацией и гранитизацией пород. Однако постоянный парагенезис пироксена, в том числе и ромбического, с роговой обманкой указывает на то, что условия температуры и давления при имевшем место минимальном P_{H_2O} не поднимались выше верхней ступени амфиболитовой фации и не достигали условий гранулитовой фации. Косвенным указанием на это служит как полное отсутствие пироксеносодержащих ассоциаций в породах с избытком SiO_2 , так и крайне локальное развитие ромбического пироксена в безкварцевых породах.

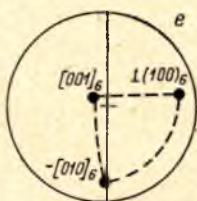
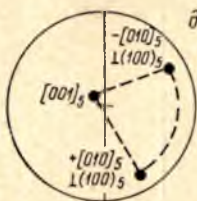
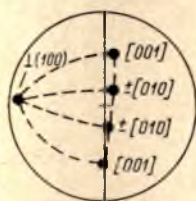
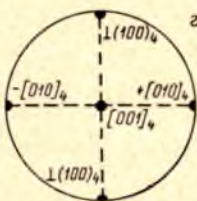
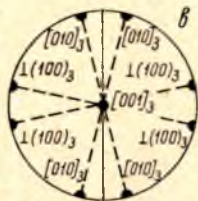
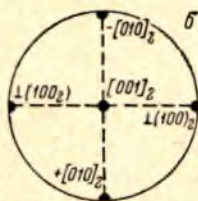
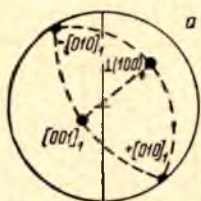
Даже если допустить, что условия температуры и давления были достаточны для повсеместного образования ромбического пироксена в основных породах и его отсутствие обусловлено лишь величиной P_{H_2O} , тем не менее условия метаморфизма оказываются недостаточными для отнесения их к гранулитовой фации. В этой связи обращает на себя внимание приуроченность ромбического пироксена к межтектоническому интервалу между второй и третьей стадиями кристаллизации, когда скорее всего происходил спад тектонических напряжений, спад давления. В закрытой системе спад давления должен вызвать определенное повышение потенциала воды в газовой фазе относительно твердых фаз и тем самым — образование более водных ассоциаций. Поэтому приуроченность ромбического пироксена к атектоническим условиям можно интерпретировать как следствие повышения температуры в это время, которое, однако, не перешло верхней границы амфиболитовой фации.

Для дальнейшей оценки условий минералообразования рассмотрим эволюцию оптических свойств пироксенов и амфиболов. На рис. 36, а

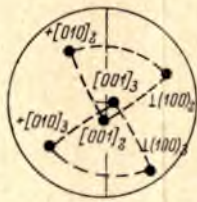
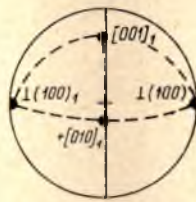
Обр. 66
Моноклинный пироксен



Обр. 112
Роговая обманка



Моноклинный пироксен



Ромбический пироксен

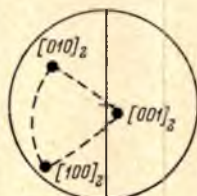
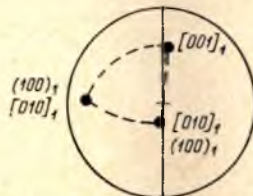


Рис. 35. Корреляция субстроений пироксенов и роговой обманки.

I, II, III — докинематическая, синкинематическая и поздннкинематическая стадии кристаллизации роговой обманки, субстроения которой обозначены в соответствии с рис. 29.

в графической форме представлено изменение средних значений $2V$ и cNg моноклиновых пироксенов в обр. 66 и 112, а на рис. 36, б — роговых обманок в обр. 112. Поскольку на рис. 36, б данные для обр. 66 из-за небольшого числа субстроений роговой обманки не приводятся, следует отметить, что роговые обманки в эквивалентных субстроениях обр. 66 и 112 подобны друг другу по оптическим свойствам. По этой причине характер изменения оптических свойств моноклинового пироксена в обр. 66 можно сравнивать с изменением оптических свойств роговой обманки в обр. 112. С другой стороны, моноклиновые пироксены в обр. 112 не только непосредственно продолжают устанавливаемые для обр. 66 субстроения, но и их оптические свойства. Как видно из рис. 36, а, они являются как бы непосредственным продолжением изменений оптических свойств пироксенов в обр. 66. Таким образом, рис. 36 иллюстрирует общую направленность изменений оптических свойств пироксенов и амфиболов и степень их корреляции друг с другом.

Обращает на себя внимание сходство оптических свойств между моноклиновыми пироксенами и роговыми обманками в парагенезисе с ромбическим пироксеном и минералами первой стадии кристаллизации. Это сходство будет особенно ярким, если для сравнения брать только роговые обманки межтектонического интервала, так как идущие вслед за ними роговые обманки, обозначенные на рис. 36, б индексом «д», в значительной мере формировались позже пироксена. Следовательно, условия минералообразования во время первой стадии были благоприятны для образования ромбического пироксена. Его отсутствие можно объяснить как исчезновением во время второй стадии, с условиями которой ромбический пироксен был неравновесен, так и недостаточной изученностью основных пород района, хотя из всей коллекции шлифов ромбический пироксен был обнаружен лишь в одном обр. 112.

В целом представляется вполне обоснованным вывод о том, что температура минералообразования в течение регистрируемого интервала первой стадии и в конце второй—начале третьей стадии была выше, чем в течение основного времени второй стадии.

Стадии кристаллизации и фазы тектонических движений. Макроскопические сланцеватость и линейность в изученных образцах принадлежат к S''_2 и l''_2 . Поэтому синкinemатическая стадия должна отвечать общему времени F''_2 . В субстроениях первой стадии, которые по всей вероятности в лучшем случае относятся к ее второй половине, намечается существование реликтовой S , которая образует угол около 40° с S''_2 в обр. 112 и почти совпадает с ней в обр. 66. Эти отношения отвечают соотношениям S'_2 и S''_2 . Кроме того, если [001] пироксенов и амфиболов принимать за раннюю линейность, то устанавливаемое развитие субстроений первой стадии заключается в последовательном приближении ранней линейности к l''_2 . Таким образом, первая стадия должна отвечать времени действия тектонических движений, непосредственно предшествующих F''_2 , т. е. отвечать F'_2 . Что касается третьей ста-

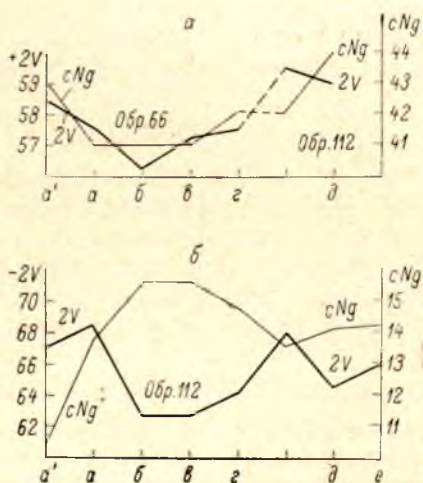


Рис. 36. Сопоставление оптических свойств моноклинового пироксена (а) и роговой обманки (б).

Индексы на оси абсцисс соответствуют обозначениям субстроений роговой обманки (рис. 29) и эквивалентным им субстроениям моноклинового пироксена (рис. 35).

дии или по крайней мере первой ее половины, то она с учетом непрерывности перехода от второй стадии должна быть сопоставлена с F_2'' .

В предыдущей главе отмечалось, что формирование плагиогранитов сопряжено с образованием F_2' структур, тогда как микроклиновые граниты и связанная с ними мигматизация приурочены к F_2'' движениям. Таким образом, формирование гранитоидов происходит на фоне повышения температуры метаморфизма вмещающих пород. Судя по характеру перехода от второй стадии к третьей, повышение температуры, возможно, несколько предшествовало внедрению гранитоидов. Наконец, сравнение рис. 35 и 36 позволяет заключить, что во время формирования гранитоидов в метаморфических породах развиваются наиболее симметричные (орторомбические) субстроения. Это не противоречит и условиям появления жильных плагиомикроклиновых гранитов и гранодиоритов, приуроченных к F_2'' зонам скалывания—скольжения, которые представляют собой закономерный этап в развитии складчатости и документируют кульминационный пункт деформации пород во время F_2'' движений.

ПЛАГИОКЛАЗ

Изучение ориентировки плагиоклаза производилось в соответствии с петрографическими группами зерен. Поскольку отдельные группы охарактеризованы при геологическом и петрографическом описании образцов, ниже приводятся только такие данные, которые дополняют петрографическую характеристику групп или необходимы для понимания особенностей ориентировки.

Для представления ориентировки плагиоклаза выбраны три кристаллографических направления: $\perp (010)$, $\perp RS$ и $\frac{\perp [010]}{RS}$. Они легко получаются при оптическом исследовании, находятся в однозначном отношении к другим направлениям решетки, а между собой образуют почти прямые углы. Первые два направления представляют собой полюса плоскостей срастания альбитовых и периклиновых двойников. В плагиоклазах состава An_{40} $\perp RS$ располагаются наиболее близко к $\perp (001)$, т. е. к полюсу спайности по (001), которая образует со спайностью вдоль (010) угол, равный 86° . Этот угол, следовательно, в первом приближении характеризует отношения $\perp RS$ и $\perp (010)$. Кроме того, следует отметить, что $\perp (010) \approx [010]$. Третье направление $\frac{\perp [010]}{RS}$ определялось как линия пересечения альбитовых и периклиновых двойниковых швов. При развитии в исследуемом зерне только альбитовых или только периклиновых двойников в случаях, когда спайность не видна, за $\frac{\perp [010]}{RS}$ принималась линия пересечения плоскостей $NmNp$ двойниковых индивидов. Совпадение пересечения $Nm_1Np_1 \times Nm_2Np_2$ с направлением $\frac{\perp [010]}{RS}$ было установлено при изучении зерен с развитой спайностью по (010) и (001) в альбит-периклиновых двойниках. В изученных составах $\frac{\perp [010]}{RS}$ незначительно (менее 10°) отклоняется от [100].

Обр. 112. Плагиоклаз образует три разновозрастные группы зерен. В дополнение к сделанной ранее характеристике каждой группы в табл. 7 приводятся данные о составе плагиоклаза в зависимости от типа двойникования, который соответствует петрографическим группам. Как видно из табл. 7, при общей выдержанности состава плагиоклаза первой группы (периклин-альбит-периклиновая система) наиболее основной, а поздние плагиоклазы третьей группы (альбитовые двойники) несколько более кислые и в среднем более упорядоченные.

Таблица 7

Свойства плагиоклаза в обр. 112

	Тип двойниковая		
	альбитовые двойники	периклиновые двойники, секу- щие альбитовые	периклин-аль- бит-периклино- вая система
2 <i>V</i> , град.	$\frac{+85.0}{(+76) - (-88)}$	$\frac{+85.1}{(+80) - (-81)}$	$\frac{+85.6}{(+78) - (-86)}$
%Ап, по Никитину	$\frac{38.7}{33-41}$	$\frac{40.0}{35-45}$	$\frac{41.1}{33-45}$
%Ап, по Марфунину	$\frac{38.2}{30-41}$	$\frac{38.5}{32-43}$	$\frac{40.0}{38-43}$
Степень упорядоченно- сти, %	$\frac{87.4}{65-100}$	$\frac{80.9}{65-100}$	$\frac{80.9}{65-100}$
Число зерен	31	42	27

Примечание. В числителе — средние значения, в знаменателе — интервалы колебаний.

Сводный узор $\perp(100)$ (рис. 37, а) образован шестью максимумами. Часть из них (максимумы 1—4) лежит в одной плоскости, траектория которой нанесена на рис. 37, а. Полюс ее соответствует максимуму поля *II* в узоре $\frac{\perp[010]}{RS}$ (рис. 37, в). Максимум 5 располагается почти перпендикулярно к *S*, и, следовательно, (010) зерен, формирующих его, ориентируются примерно вдоль *S*. Все эти максимумы образованы зернами первой и второй групп. Только 6 максимум, асимметричный относительно макростроения, представляет поздние альбитовые двойники.

Узор $\perp RS$ (рис. 37, б) состоит из пяти максимумов, лежащих в одной плоскости, почти нормальной к *S* и *b_c*-оси. Полюс этой плоскости совпадает с максимумом *I* узора $\frac{\perp[010]}{RS}$ (рис. 37, в). Все пять максимумов узора $\perp RS$ образованы плагиоклазами первой и второй групп.

Для поздних альбитовых двойников характерно рассеивание $\perp RS$ в пояс, траектория которого совпадает с траекторией (010). Таким образом, ориентировка зерен третьей группы представляется в виде оси вращения $\perp(010)_a$, располагающейся косо к *S* и *b_c*-оси, и плоскости (010), в которой рассеяны $\perp RS$ и $\frac{\perp[010]}{RS}$ (рис. 37, г). Такая же ориентировка наблюдается и у той части зерен первой и второй групп, которые формируют в рассмотренных узорах 5 и 7 максимумы. Однако эти субстроения, в отличие от ориентировки плагиоклаза третьей группы, связаны с макростроением, так как (010) или *RS* почти совпадают с *S* (рис. 37, г).

В узорах $\perp(010)$ и $\perp RS$ обращает внимание тот факт, что максимумы 1—4 образуют с *a_c*- и *c_c*-осями углы, кратные 30°. Так, на рис. 37, а 1 и 4 максимумы располагаются под 30° к *c_c*-оси, а 2 и 3 максимумы — под 60°. Каждому максимуму на рис. 37, а соответствует максимум на рис. 37, б, имеющий тот же номер. Следовательно, 1—4 максимумы в узорах $\perp(010)$ и $\perp RS$ являются компонентами ориентировки и каждый из компонентов представляет собой статистический монокристалл, у которого с *S* совпадает либо грань (0*kl*) (компоненты 1 и 2), либо грань (0*kl*) (компоненты 3 и 4). Из расположения максимумов 1—4 в узорах $\perp(010)$ и $\perp RS$ также следует,

что грани $(0kl)$ и $(0\bar{k}l)$ должны быть попарно параллельны, а именно $(0kl)_1 \parallel (0kl)_4$ и $(0kl)_2 \parallel (0kl)_3$, т. е. можно записать $(0kl)_1 = (0k_1l_1)$, $(0kl)_4 = (0k_1l_1)$, $(0kl)_2 = (0k_2l_2)$ и $(0kl)_3 = (0k_2l_2)$, различая два сорта граней $(0kl)$, у которых не определен кристаллографический индекс. Вследствие этого 1—4 компоненты можно сгруппировать попарно и их ориентировку представить в виде статистических двойников или закономерных сростаний.

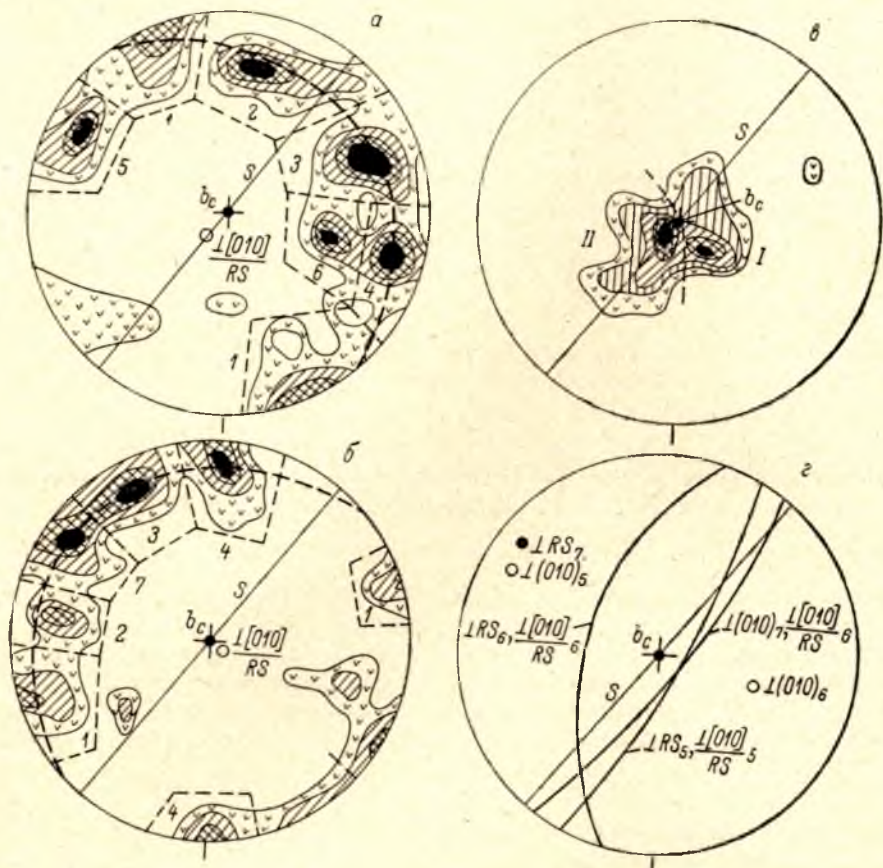


Рис. 37. Ориентировка 100 зерен плагиоклаза в обр. 112.

а — $\perp(010)$, изолинии 1—2—3—4—5%, выделены поля отдельных компонентов, обозначенные цифрами, компоненты 1—4 лежат в одной плоскости, полюс которой совпадает с максимумом II на диаграмме $\frac{\perp[010]}{RS}$, б — $\perp RS$, изолинии 1—3—5—7%, выделены поля отдельных компонентов, обозначенные цифрами, компоненты 1—4 и 7 лежат в одной плоскости, полюс которой совпадает с максимумом I на диаграмме $\frac{\perp[010]}{RS}$, в — $\frac{\perp[010]}{RS}$, изолинии 1—2—4—6—8%, выделены компоненты узора, обозначенные I и II; г — схематизированная ориентировка плагиоклаза, образующего компоненты 5—7.

На рис. 38, а, б построены такие двойники для пар из компонентов 1 и 4, 2 и 3. Индивиды, образующие статистический двойник, в этом случае имеют одноименную общую грань, т. е. либо $(0k_1l_1)$ (рис. 38, а), либо $(0k_2l_2)$ (рис. 38, б), выступающую как плоскость срастания решеток.

На рис. 38, в, г дается пример другой комбинации, в которой попарно объединены компоненты 3 и 4, 1 и 2. В таком виде ориентировка скорее отвечает закономерному сростку двух кристаллов с общей осью $\frac{\perp[010]}{RS}$ и соприкасающимися разноименными гранями. В сростке, изображенном на рис. 38, в, срастание происходит по взаимно параллельным граням

$(0k_1l_1)$ и $(0k_2l_2)$, а в строчке на рис. 38, z — по граням $(0k_1l_1)$ и $(0k_2l_2)$. Наконец, четыре индивида могут быть представлены в виде такой комбинации, где в одной паре $(0k_1l_1)$ одного индивида параллельна $(0k_2l_2)$ другого индивида, а в другой паре $(0k_1l_1) \parallel (0k_2l_2)$. Этой комбинации отвечает попарное объединение компонентов 1 и 3, 2 и 4. Она наиболее отклоняется от соотношений, свойственных двойникам, так как ни одно из направлений

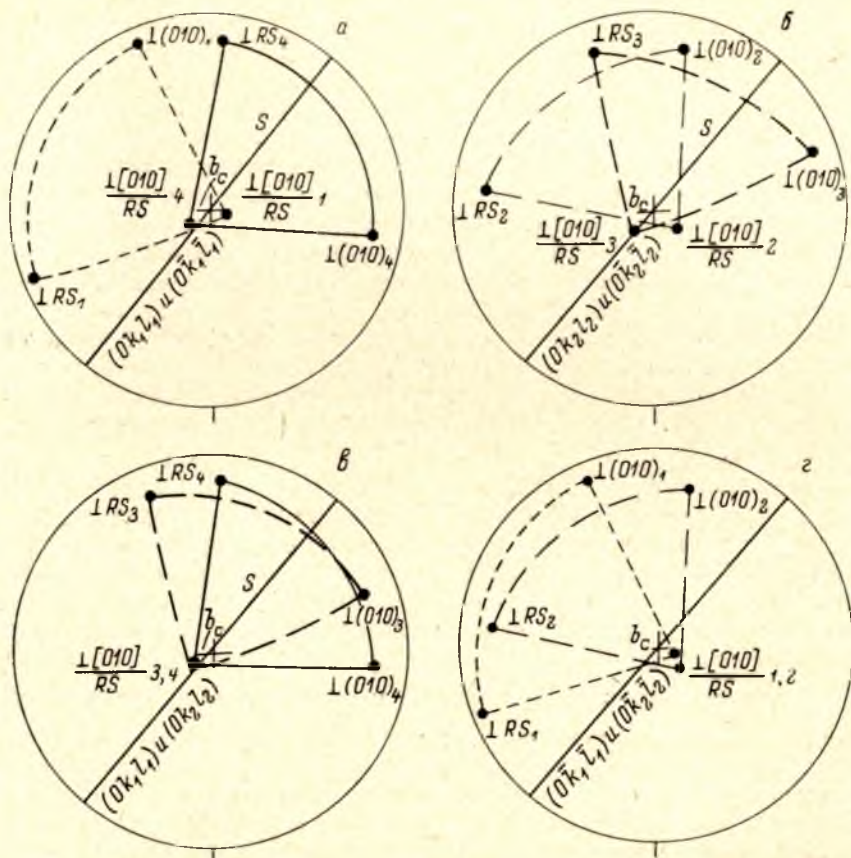


Рис. 38. Обобщенное представление ориентировки альбит-периклиновых двойников плагиоклаза в обр. 112.

a — статистический двойник, образованный компонентами 1 и 4, $(0k_1l_1)$ и $(0k_2l_2)$ — плоскости срастания; $б$ — статистический двойник, образованный компонентами 2 и 3, $(0k_1l_1)$ и $(0k_2l_2)$ — плоскости срастания; $в$ — статистический двойник, образованный компонентами 3 и 4, $(0k_1l_1)$ и $(0k_2l_2)$ — плоскости срастания; z — статистический двойник, образованный компонентами 1 и 2, $(0k_1l_1)$ и $(0k_2l_2)$ — плоскости срастания.

решетки не является общим. В каждой паре индивидов помимо параллельности разноименных граней наблюдается только параллельность разных, но эквивалентных направлений, а именно $\perp(010)$ одного индивида параллельна $\perp RS$ другого.

Этими комбинациями исчерпываются возможности для характеристики рассматриваемой части общей ориентировки плагиоклаза в виде двух статистических двойников или закономерных сростков. Ни одна из них не включает в себя всех проявлений взаимосвязи между составляющими четырьмя индивидами, и поэтому такое представление ориентировки оказывается недостаточным. Вместе с тем рассмотренные комбинации в полной мере иллюстрируют целостность структуры, образованной 1—4 компонентами, т. е. приводят к мысли, что в действительности компоненты 1—4

являются частями одного субстроения и одновременны друг с другом. Косвенным подтверждением справедливости такого подхода является характер элементов симметрии в каждой из двойниковых комбинаций в сравнении с симметрией всей структуры, где обнаруживаются элементы симметрии, отсутствующие или только как бы просвечивающие в парных комбинациях. Так, например, в комбинации, изображенной на рис. 38, а, можно отметить плоскость симметрии, совпадающую с $b_a c_c$ -плоскостью. Отражение в этой плоскости совмещает $\perp RS_1$ с $\perp RS_4$, но эта операция не приводит к совмещению $\perp (010)_4$ с $\perp (010)_1$, для чего нужно прибегнуть к плоскости симметрии, проходящей через S . Эти элементы симметрии, следовательно, присутствуют в диссимметризованном виде. Только при рассмотрении субстроения, образованного компонентами 1—4, как единого целого, в его описании появляются плоскости и оси симметрии, которые охватывают как строение в целом, так и его отдельные элементы. Сводная симметрия $3l_2 3PC$ определяет принадлежность рассматриваемого строения к планаксиальному виду ромбической сингонии.

Резюмируя вышеизложенное, можно заключить, что ориентировка плагиоклаза в обр. 112 состоит из трех субстроений. Первое образовано 5 и 7 компонентами, второе — компонентами 1—4, а третье представлено 6 компонентом. Первая и вторая петрографические группы не различимы по своей ориентировке, и первые два субстроения образованы плагиоклазом обеих этих групп. Плагиоклазы третьей группы четко обособляются по ориентировке.

Субстроения плагиоклаза отчетливо сопоставимы с субстроениями пироксенов и роговой обманки. Супердвойниковая структура из 1—4 компонентов является аналогом ромбической ориентировки темноцветных, изображенной на рис. 35, д. Об этом возрасте ранних плагиоклазов свидетельствует и наличие в альбит-периклиновых двойниках включений роговой обманки. Тот факт, что поясовые субстроения 5 и 7 компонентов, характеризующиеся отсутствием предпочтительной концентрации $\frac{\perp [010]}{RS}_{5,7}$, также образованы зернами первой и второй групп, позволяет предполагать, что их кристаллизация не была значительно оторвана во времени от кристаллизации 1—4 компонентов. Таким ближайшим возрастным аналогом являются субстроения пироксенов и особенно роговой обманки межтектонического интервала второй и третьей стадий кристаллизации. Наконец, ориентировка плагиоклазов третьей группы очевидно сформировалась позднее, чем двух первых групп, и поэтому условно может быть отнесена ко времени образования наиболее позднего субстроения роговой обманки (рис. 35, е).

Таким образом, плагиоклазы обр. 112 скорее всего документируют лишь заключительную, но для этого образца наиболее важную стадию метаморфического минералообразования, когда кристаллизовались моноклинные и ромбические пироксены.

Обр. 66. В этом образце также выделяются три разновозрастные группы зерен плагиоклаза. Плагиоклазы всех групп весьма выдержанны как по составу, так и по степени упорядоченности. Отсутствуют различия и между главными типами двойников (табл. 8). Некоторое отличие манебахских и карлсбадских двойников вряд ли имеет статистическое значение, тем более что средние данные из суммы этих законов одинаковы с альбитовыми и периклиновыми двойниками. Как видно из табл. 8, состав плагиоклаза колеблется в пределах $An_{40 \pm 3}$, а обычно $An_{40 \pm 2}$. Степень упорядоченности, как правило, составляет 75—90%, крайние значения, данные в табл. 8, редки. В целом из всех изученных образцов плагиоклаз наиболее выдержан по составу и имеет наименьшую среднюю степень упорядоченности.

Таблица 8

Состав и свойства плагиоклаза в обр. 66

	Закон двойникования			
	альбитовый	манебахский	периклино- вый	карлсбадский
$-2V_{\text{ср}}$	84.4	87	84.8	82
%Са _{ср} , по Никитину	40	38.5	40	42.5
%Са, по Марфунину	$\frac{40}{37-43}$	—	—	$\frac{40}{39-41}$
Степень упорядоченности, %	$\frac{81}{50-100}$	—	—	$\frac{75}{60-80}$

Примечание. В числителе — средние значения, в знаменателе — интервалы колебаний.

В узоре $\perp(010)$ (рис. 39, а) выделяются две области концентрации, одна из которых представлена изометричным максимумом 1 под большим углом к S , а другая состоит из двух сближенных максимумов 2, расположенных по обе стороны от S под углом в 30° к l . У части зерен $\perp(010)$ рассеяны в пояс, нормальный l . Анализ узора показал, что $\perp(010)$ ранних альбитовых двойников располагаются в правом максимуме 2, тогда как вся область концентрации 2 в целом образована $\perp(010)$ второй возрастной группы, представленной альбит-периклиновыми двойниками. В максимуме 1 сконцентрированы $\perp(010)$ части поздних альбитовых двойников. У другой части зерен третьей группы $\perp(010)$ рассеиваются в пояс, траектория которого почти нормальна l .

В узоре $\perp RS$ (рис. 39, б) главный максимум 2 образован альбит-периклиновыми двойниками и соответствует 2 максимуму узора $\perp(010)$. Максимум 3 в свою очередь образован концентрацией $\perp RS$ ранних альбитовых двойников. Заметная часть $\perp RS$, кроме того, рассеяна в два пояса. Один пояс почти нормален l , а другой вытянут примерно вдоль S и ему отвечает 1 максимум узора $\perp(010)$. Оба пояса $\perp RS$ образованы поздними альбитовыми двойниками плагиоклаза.

Узор $\frac{\perp [010]}{RS}$ также состоит из нескольких максимумов (рис. 39, в). Два сближенных максимума в центре диаграммы обозначены цифрой 2, так как эквивалентны максимумам 2 узоров $\perp(010)$ и $\perp RS$. Максимум 3 отвечает одноименному максимуму узора $\perp RS$ и правому максимуму 2 в узоре $\perp(010)$. Двум максимумам 4, располагающимся на S вблизи l под углами 15° и 30° к ней, отвечают пояса $\perp(010)$ и $\perp RS$, почти нормальные к l . Наконец, $\frac{\perp [010]}{RS}$ поздних зерен, у которых $\perp(010)$ формируют 1 максимум на рис. 39, а, рассеяны в пояс вместе с $\perp RS$.

Таким образом, в обр. 66 разновозрастные петрографические группы зерен плагиоклаза характеризуются собственной ориентировкой, которая в качестве компонентов обнаруживается в составе сводной ориентировки плагиоклаза. Первая группа зерен, сдвойникованных по альбитовому закону, представлена статистическим монокристаллом (рис. 39, д), асимметричным относительно элементов макростроения. Главный компонент сводной ориентировки, образованный максимумами 2, формируется альбит-периклиновыми двойниками плагиоклаза, принадлежащими ко второй петрографической группе. Он может быть представлен статистическим двойником (рис. 39, е), у которого $\perp(010)$ и $\frac{\perp [010]}{RS}$ занимают двойное

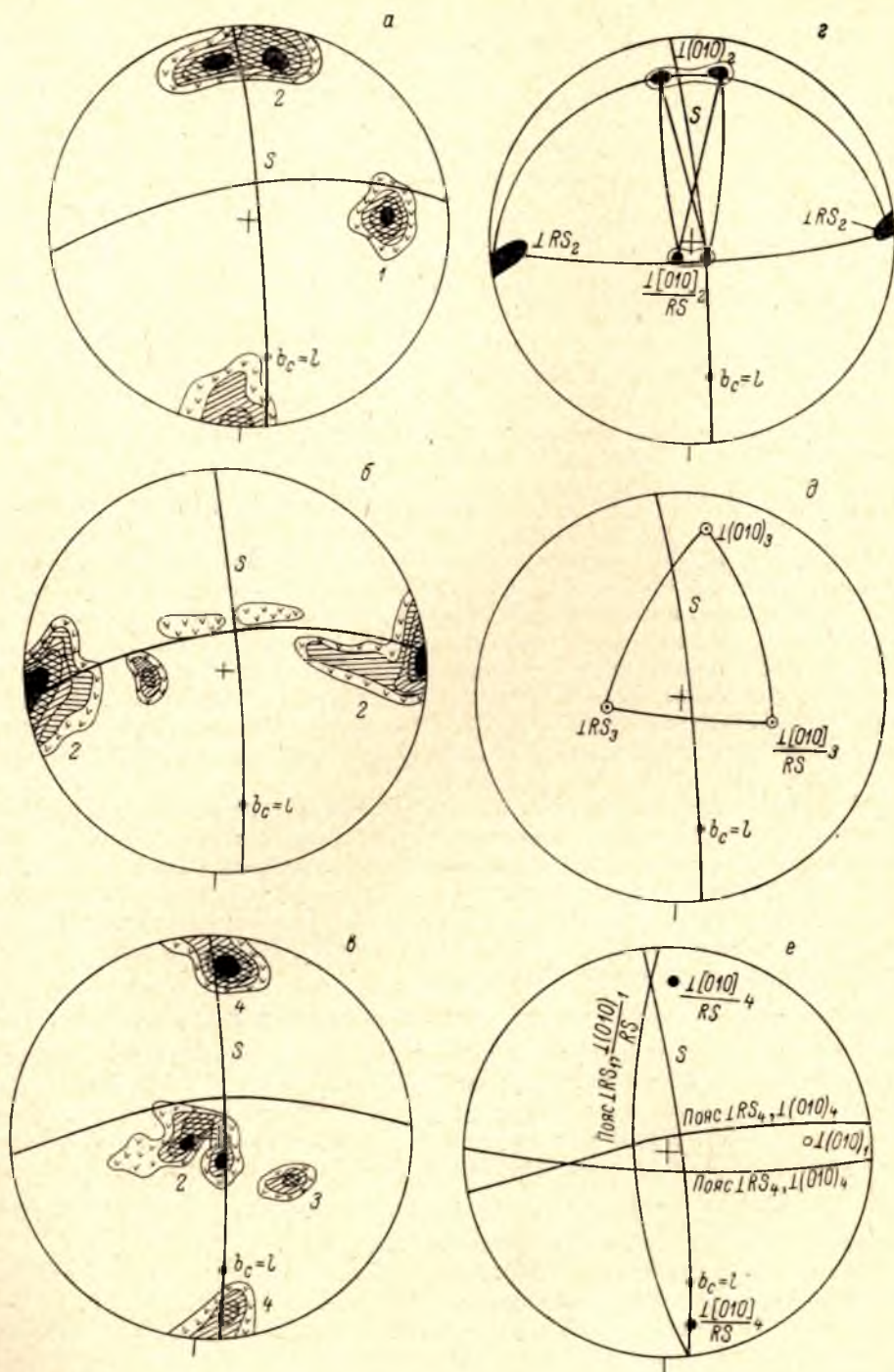


Рис. 39. Ориентировка 100 зерен плагиоклаза в обр. 66.

α — $\perp (010)$, изолинии 1—2—3—6%; δ — $\perp RS$, изолинии 1—2—3—4%; ϵ — $\frac{\perp [010]}{RS}$, изолинии 1—3—5—8%, цифрами на диаграммах обозначены идентичные компоненты узоров осей; z — статистический двойник компонента 2; θ — статистический монокристалл компонента 3; e — схематизированная ориентировка плагиоклаза, отвечающая компоненту 1 в узоре $\perp (010)$ и компоненту 4 в узоре $\frac{\perp [010]}{RS}$.

положение при общей вытянутости RS вдоль сланцеватости и совпадении $\perp(010)$ с $\perp(010)$ ранних зерен. Оба эти субстроения отлично согласуются с докинематическими субстроениями моноклинного пироксена (рис. 35). В частности, субстроение, образованное ранними альбитовыми двойниками, полностью эквивалентно субстроению 5 компонента ориентировки пироксена, тогда как субстроение альбит-периклиновых двойников имеет своим аналогом субстроение, образованное 6 и 7 компонентами.

Плагиноклазы третьей группы образуют два субстроения поясового типа. Первое образовано 4 компонентом, выделяемым в узоре $\frac{\perp [010]}{RS}$. Поскольку $\perp RS$ и $\perp(010)$ расщепляются в пояс, нормальный l , а $\frac{\perp [010]}{RS}$

образуют максимумы вблизи линейности, которые отвечают максимумам $[001]$ пироксенов второй стадии кристаллизации, это субстроение в целом может быть определено как нерасчлененное синкинематическое. Возможно, что при специальном изучении плагиноклазов третьей группы оно могло быть расчленено на более дробные субстроения. В то же время петрографические данные, свидетельствующие о второстепенной роли плагиноклазов третьей группы, позволяют сделать вывод о подавленности синкинематической генерации в рассматриваемом образце. Наконец, последнее субстроение, образованное поясом $\perp RS$ и $\frac{\perp [010]}{RS}$, проходящим под острым

углом к сланцеватости, и единичным максимумом $\perp(010)_1$, очевидно, является наиболее поздним. По своему характеру оно аналогично наиболее позднему субстроению плагиноклаза в обр. 112, но не исключена возможность кристаллизации этой части зерен позднего плагиноклаза во время межтектонического интервала второй и третьей стадий кристаллизации.

Обр. 65. Петрографически в обр. 65 выделяются те же группы зерен плагиноклаза, что и в обр. 66. Кроме того, в шлифе были встречены единичные зерна чистого альбита (An_0), сдвойникового по карлсбадскому закону. При сравнении табл. 8 и 9 видно, однако, что в целом плагиноклаз в обр. 65 является несколько более основным, чем в обр. 66, что очевидно объясняется резорбцией пироксена и вхождением избыточного кальция в плагиноклаз. Вообще в направлении от двупироксенового амфиболита (обр. 112) к беспироксеновому амфиболиту (обр. 65) основность плагиноклаза несколько возрастает. Другое отличие плагиноклаза в обр. 65 от плагиноклаза в обр. 66 состоит в том, что все плагиноклазы в обр. 65 оптически положительны. Наконец, можно отметить, что только в двух зернах была определена степень упорядоченности, равная 50%, в остальных она выше 75%. Однако наиболее яркие различия относятся к характеру предпочтительной ориентировки.

Таблица 9

Состав и свойства плагиноклаза в обр. 65

	Закон двойникования		
	альбитовый	периклиновый	карлсбадский
2V, град.	$\frac{84}{74-86}$	$\frac{84.5}{78-88}$	$\frac{83}{82-84}$
% Са _{ср} , по Никитину	44	44.5	41
% Са _{ср} , по Марфунину	43	—	0
Степень упорядоченности, %	82	—	75

Сравнивая сводные узоры $\perp(010)\perp RS$ и $\frac{[010]}{RS}$ в обр. 65 (рис. 40, *a—e*) с аналогичными узорами в обр. 66 (рис. 39, *a, б, в*), нетрудно убедиться, что в обр. 65 ориентировка подавляющей части зерен плагиоклаза согласована с макростроением. Оси $\frac{\perp[010]}{RS}$ концентрируются возле *l*, а $\perp RS$ и $\perp(010)$ образуют несколько максимумов в поясе, нормальном *l*. В обр. 66 подобной ориентировкой обладают лишь зерна, петрографически

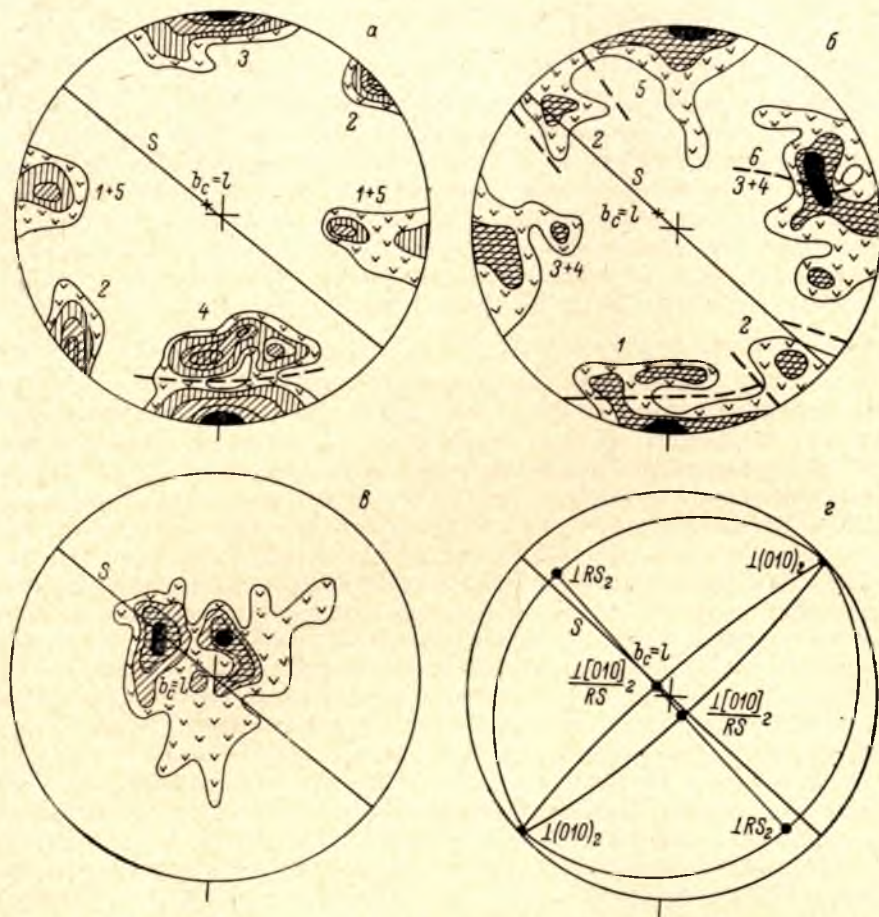


Рис. 40. Ориентировка 100 зерен плагиоклаза в обр. 65.

a — $\perp(010)$, изолинии 1—2.5—4—5.5—7%, выделены поля отдельных компонентов, обозначенные цифрами; *б* — $\perp RS$, изолинии 1—3—5%, выделены поля отдельных компонентов, обозначенные цифрами; *в* — $\frac{\perp[010]}{RS}$, изолинии 1—2—5—7%; *г* — статистический двойник, образованный компонентом 2.

относимые к поздней группе альбитовых двойников и формирующие 4 компонент сводной ориентировки (рис. 39, *e*). Вместе с тем узоры отдельных кристаллографических осей плагиоклаза подобны узорам отдельных осей роговой обманки этого же образца (рис. 27). Особенно близки друг другу узоры $\frac{\perp[010]}{RS}$ плагиоклаза и *Ng* роговой обманки, а также $\perp RS$ и $[010]$ роговой обманки. Это несомненно свидетельствует о кристаллизации плагиоклаза одновременно с кристаллизацией роговой обманки.

Анализируя узоры кристаллографических осей, сводную ориентировку плагиоклаза можно представить как комбинацию шести компонентов. Ранние альбитовые двойники образуют в узорах $\perp(010)$ и $\perp RS$ эквивалент-

ные максимумы 1 и 4. Ориентировка плагиоклазов первой группы, следовательно, состоит из двух статистических индивидов (рис. 41, в, г), у которых статистически параллельны $\frac{\perp [010]}{RS}$ и взаимно эквивалентны $\perp RS$ и $\perp (010)$.

Плагиоклазы второй группы образуют два субстроения. Одно из них образовано максимумами 2, выделяемыми в узорах $\perp (010)$ и $\perp RS$. Это

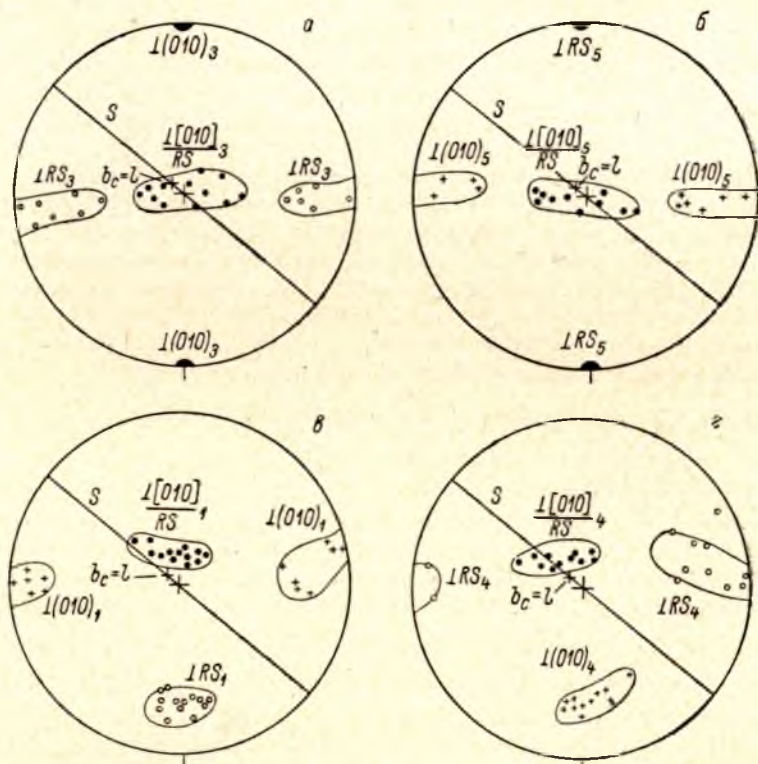


Рис. 41. Субстроения плагиоклаза в обр. 65, выделенные по компонентам узоров $\perp RS$ и $\perp (010)$.

Черные кружки — выходы $\frac{\perp [010]}{RS}$; светлые — выходы $\perp RS$; крестики — выходы $\perp (010)$; участки концентрации осей оконтурены; а — компонент 3; б — компонент 5; в — компонент 1; г — компонент 4.

субстроение в виде статистического индивида изображено на рис. 40, г. При двойном положении $\frac{\perp [010]}{RS}_2$ и $\perp RS \perp (010)_2$ занимает единичное положение перпендикулярно к S и l . Другое субстроение состоит из статистических индивидов 3 и 5 (рис. 41, а, б), у которых $\frac{\perp [010]}{RS}$ статистически совпадают друг с другом и с линейностью, а $\perp RS$ и $\perp (010)$ взаимно эквивалентны. В целом для субстроений второй группы характерна полная согласованность с элементами макростроения. Вместе с тем обращает на себя внимание тождественность ориентировки плагиоклазов первой группы с субстроением плагиоклазов второй группы, состоящим из 3 и 5 компонентов. Образование последнего, очевидно, является результатом перекристаллизации зерен первой группы, в ходе которой существовавшая ранняя ориентировка была несколько преобразована с увеличением степени ее согласованности с макростроением.

Перечисленные субстроения охватывают доминирующую часть зерен.

Оставшаяся их часть отнесена к последнему, 6 компоненту ориентировки. У этих зерен только $\perp RS$ имеют отчетливую предпочтительную концентрацию, а $\frac{\perp [010]}{RS}$ и $\perp (010)$ рассеяны в пояс, траектория которого близка к S . Петрографически этот компонент сводной ориентировки представлен поздними альбитовыми двойниками.

Сопоставляя субстроения плагиоклаза с субстроениями роговой обманки (рис. 27), можно отметить, что ориентировка плагиоклаза повторяет ориентировку роговой обманки не только в ранге сводных узоров отдельных осей, но и отдельных компонентов ориентировки. Для субстроения плагиоклаза, образованного компонентами 1, 3, 4 и 5, свойственно расположение $\perp RS$ и $\perp (010)$ под 45° к S в плоскости, нормальной к l . Таким образом, субстроение плагиоклаза качественно идентично наиболее раннему субстроению роговой обманки, образованному зернами с неполяризованными Nm . Субстроение плагиоклаза, представленное ориентировкой 2 компонента, в свою очередь отвечает монокристалльной ориентировке части $+Nm$ зерен, для которых характерно совпадение с S плоскости (100). Наконец, поздние альбитовые двойники со свойственным им поперечным относительно S расположением $\perp RS$ скорее всего близки по возрасту поздней роговой обманке, которая характеризуется выходами $-Nm$ и поперечной относительно S ориентировкой (100).

Обр. 7. Сводные узоры $\perp (010)$ и $\frac{\perp [010]}{RS}$ (рис. 42, а) двух выделенных при петрографическом описании групп зерен плагиоклаза образуют довольно закономерную картину.

В узоре $\perp (010)$ выделяются четыре максимума, лежащие в $a_c c_c$ -плоскости. Сближенные максимумы 1 и 4 образуют между собой угол около 30° и располагаются в целом нормально к S , хотя только 1 максимум почти совпадает с c_c -осью. Максимум 2 лежит на S и параллелен a_c -оси. Наконец, слабый 3 максимум образует с S угол около 45° . Узор $\frac{\perp [010]}{RS}$

также распадается на несколько сближенных максимумов, образующих в целом поясовую концентрацию вдоль S . Узор $\perp RS$ (рис. 42, б) в свою очередь четко подразделяется на отдельные максимумы или участки концентрации, эквивалентные максимумам узора $\perp (010)$. Интересно строение области концентрации $\perp RS$, которая соответствует 1 и 4 максимумам узора $\perp (010)$. В ней (рис. 42, в) $\perp RS_1$ как бы окаймляют по периферии полосу развития $\perp RS_4$. Таким образом, единичному положению $\perp (010)_1$ отвечает двойное положение $\perp RS_1$, тогда как $\perp RS_4$ рассеяны вполне непрерывно. Эквивалентность компонентов узоров $\perp (010)$ и $\perp RS$ позволяет выделить в сводной ориентировке плагиоклаза четыре субстроения. Субстроения 1 и 4 изображены на рис. 42, в. В 1 субстроении единичному максимуму $\perp (010)_1$ отвечают двойные положения не только $\perp RS_1$, но и $\frac{\perp [010]}{RS}_1$.

В 4 субстроении при изометричной концентрации $\perp (010)_4$ две другие оси довольно широко и непрерывно рассеяны. Область рассеивания $\perp RS_4$ охватывает оба положения $\perp RS_1$. То же самое можно сказать о взаимных отношениях $\frac{\perp [010]}{RS}_1$ и $\frac{\perp [010]}{RS}_4$. Траектория рассеивания $\perp RS_1$ и $\frac{\perp [010]}{RS}_1$ совпадает с S , тогда как в 4 субстроении эти оси рассеиваются в плоскости, образующей с S угол $15-20^\circ$, на проходящий через линейность.

Субстроение 2 (рис. 42, г) относится к типу статистического монокристалла, у которого $RS \approx (001)$ ориентируется вдоль, а (010) — поперек сланцеватости, так что $\frac{\perp [010]}{RS}$ статистически параллелен линейности.

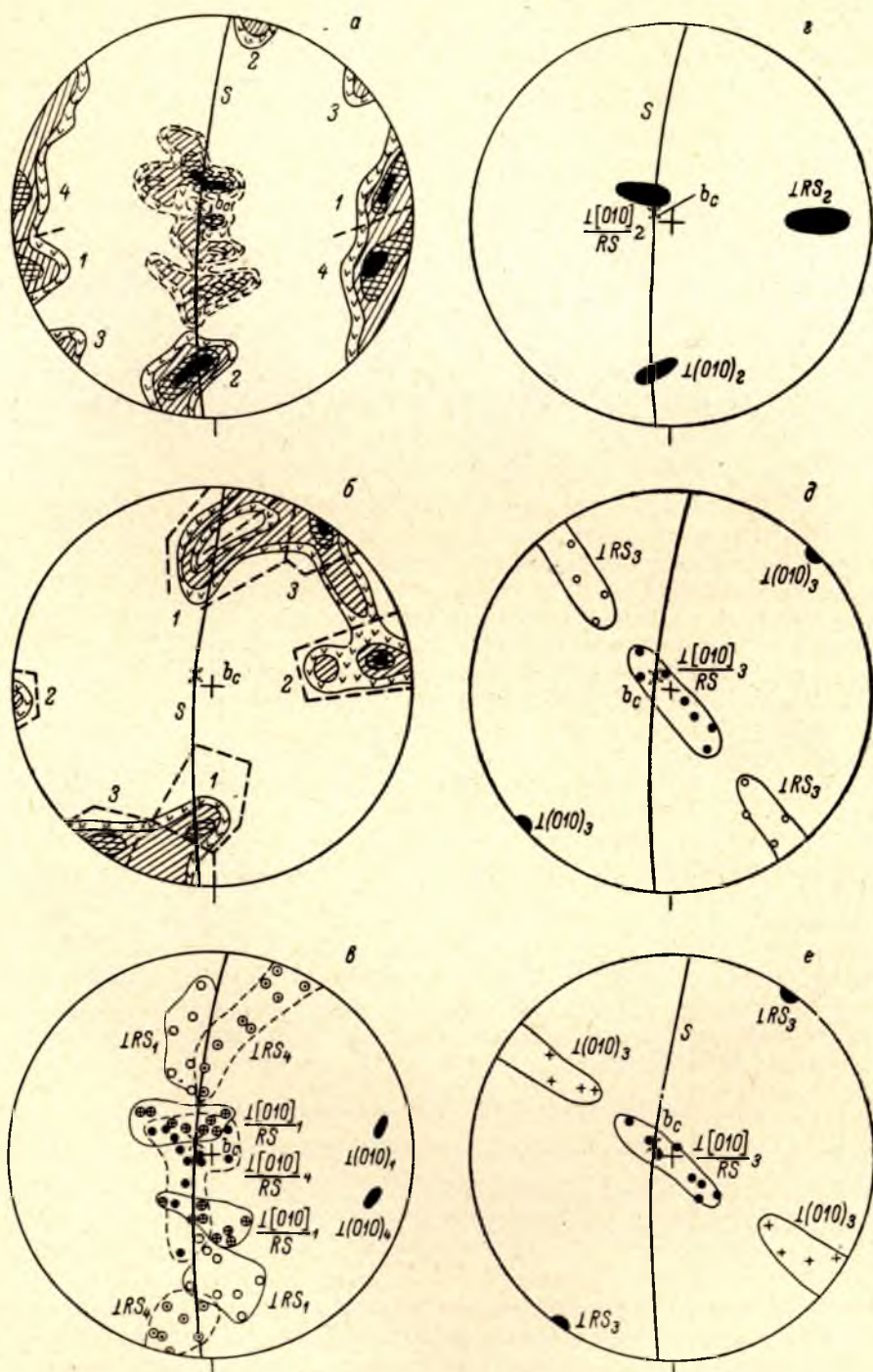


Рис. 42. Ориентировка 100 зерен плагиоклаза в обр. 7.

a — сплошной контур: $\perp(010)$, изолинии 1—3—4.5—5—5.5%, выделены поля компонентов узора, обозначенные цифрами; пунктир: $\frac{\perp[010]}{RS}$, изолинии 1—3—6—8%; *b* — $\perp RS$, изолинии 1—3—4.5—5.5%, выделенные компоненты узора идентичны компонентам узора $\perp(010)$; *c* — компоненты 1 и 4, $\perp RS$ и $\frac{\perp[010]}{RS}$ компонента 1 занимают двойное положение; *d* — статистический индивид, образующий компонентом 2; *e* — компонент 3 узора $\perp(010)$; *f* — компонент 3 узора $\perp RS$.

Субстроение 3 (рис. 42, $d-e$) можно представить комбинацией двух монокристаллов с взаимно эквивалентными $\perp (010)$ и $\perp RS$. При этом в одном положении эти оси образуют изометричные концентрации, а во втором вместе с $\frac{\perp [010]}{RS}$ заметно рассеяны с образованием пояса, диагонального относительно S , но проходящего через l .

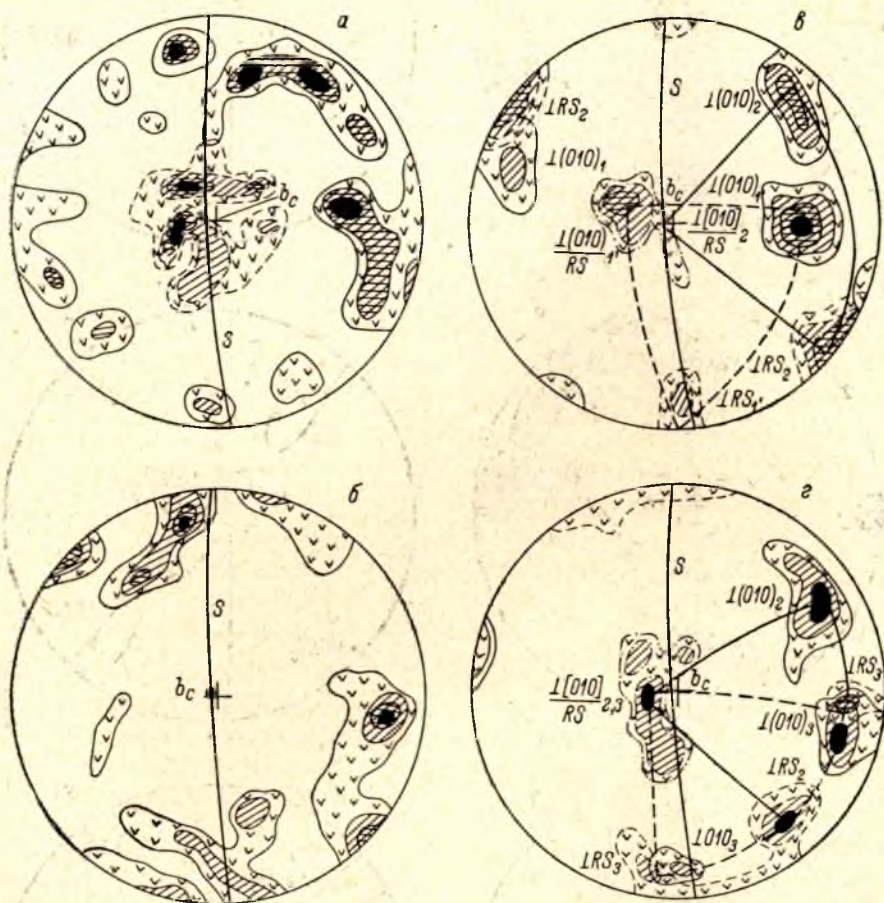


Рис. 43. Ориентировка 120 зерен плагиоклаза в обр. 1112.

a — сплошной контур: $\perp (010)$, изолинии 1—3—5%; пунктир: $\frac{\perp [010]}{RS}$, изолинии 1—3—5—7%; b — $\perp RS$, изолинии 1—3—5—7%; $в$ — ориентировка 52 зерен раннего плагиоклаза, сдвойникового по альбитовому закону, изолинии 2—4—6—8%, сплошные линии и пунктир — статистические индивиды; $г$ — ориентировка 38 зерен перекристаллизованного раннего плагиоклаза с наложенной периклиновой системой двойников, изолинии 3—7—11%, сплошные линии и пунктир — статистические индивиды.

Субстроения 1, 2 и 3 образованы альбит-периклиновыми двойниками плагиоклаза первой возрастной группы. Поздний плагиоклаз, сдвойнико-ванный по альбитовому закону, представлен асимметричным 4 субстрое-нием.

Обр. 1112. В этом образце устанавливается наиболее сложная и дли-тельная эволюция плагиоклазов, которые представлены четырьмя возраст-ными (петрографическими) группами зерен. Сводные узоры кристалло-графических осей (рис. 43, $a, б$) поэтому отличаются высокой сложностью, хотя в них сохраняются наиболее общие черты предпочтительной ориен-

тировки плагиоклаза, а именно: локализация $\frac{\perp [010]}{RS}$ в области выхода b_c -оси и распределение $\perp (010)$ и $\perp RS$ в плоскости, нормальной к b_c -оси.

Ориентировка кристаллографических осей плагиоклазов первой группы (рис. 43, а) состоит из трех компонентов, обозначенных 1, 1' и 2. Субстроение, образуемое 1 компонентом, характеризуется асимметричным максимумом $\perp (010)_1$ и нормальным к нему поясом, в котором равномерно рассеяны $\perp RS_1$ и $\frac{\perp [010]}{RS}_1$. Следующие два субстроения представлены статистическими монокристаллами. В субстроении, обозначенном 1', сохраняется заметная асимметричность максимумов $\perp (010)$ и $\frac{\perp [010]}{RS}$, но максимум $\perp RS$ располагается на S , статистически совпадая с a_c -осью. Субстроение 2 согласовано с макростроением, и максимум $\frac{\perp [010]}{RS}$ совпадает с b_c -осью, а RS и (010) проходит через b_c -ось под 45° к S .

Ориентировка плагиоклазов второй группы состоит из двух субстроений, имеющих общую концентрацию $\frac{\perp [010]}{RS}$ (рис. 43, б). Одно из них полностью повторяет 2 субстроение первой группы, и компоненты его обозначены тем же индексом. Субстроение 3 примечательно взаимной эквивалентностью $\perp RS_3$ и $\perp (010)_3$, максимумы которых приурочены к a_c - и c_c -осям. Вследствие этого b_c -ось выступает как ось симметрии четвертого порядка, а a_c - и c_c -оси являются осями симметрии второго порядка.

Наличие 2 субстроения, общего для первой и второй групп, свидетельствует о частичном наложении альбит-периклинового двойникования на плагиоклазы первой группы и тем самым позволяет восстановить последовательность формирования субстроений. Очевидно, что 1 и 1' субстроения сформировались до 2 субстроения и скорее всего развитие ориентировки плагиоклаза внутри первой группы шло в направлении все большего согласования с макростроением, т. е. 1 субстроение сформировалось до 1' субстроения. С другой стороны, 3 субстроение представляется более поздним, чем 2 субстроение, тем более что оно обнаруживается в ориентировке плагиоклаза следующей третьей группы.

Третья группа, как и вторая, образована зернами, несущими как альбитовые, так и периклиновые двойники, но петрографически представляющими собой новообразованный плагиоклаз. Из двух субстроений, выделяемых по особенностям узоров кристаллографических осей (рис. 44, а, б), только 3 субстроение согласовано с макростроением (рис. 44, в). Субстроение 4 (рис. 44, г) связано с 3 субстроением общностью ориентировки $\perp (010)_4$, локализованных в районах a_c - и c_c -осей. Связь 3 и 4 субстроений проявляется и в том, что b_c -ось является как бы диссимметризованной осью вращения четвертого порядка. Вместе с тем она не контролирует ориентировку $\frac{\perp [010]}{RS}$, которые занимают два положения под углом в $30-35^\circ$ к b_c -оси. С другой стороны, $a_c c_c$ - и $b_c c_c$ -плоскости контролируют только ориентировку $(010)_4$, но не RS_4 . Таким образом, особенности 4 субстроения свидетельствуют о формировании его в условиях уменьшения степени анизотропии среды, т. е. о более позднем возрасте по сравнению с 3 субстроением.

С другой стороны, геометрические особенности 4 субстроения таковы что позволяют провести в нем единственную плоскость симметрии, проходящую через b_c -ось под 45° к S слева вверх направо и лежащую в ней под 90° к b_c -оси ось симметрии второго порядка. Эта черта объединяет 4 субстроение с субстроениями 5 и 6 (рис. 45, в, г), играющих главную роль в ориентировке плагиоклазов четвертой группы. Кроме того, расположение $\frac{\perp [010]}{RS}_4$ идентично с ориентировкой $\frac{\perp [010]}{RS}_5$. Следовательно,

4 субстроение в целом является промежуточным звеном между 3 субстроением и более поздними субстроениями плагиоклазов четвертой группы. Можно сказать также, что окончание формирования плагиоклазов третьей группы происходило в условиях спада тектонических напряжений и вместе с тем появления новых условий, в полной мере свойственных обстановке образования основной массы плагиоклазов четвертой группы.

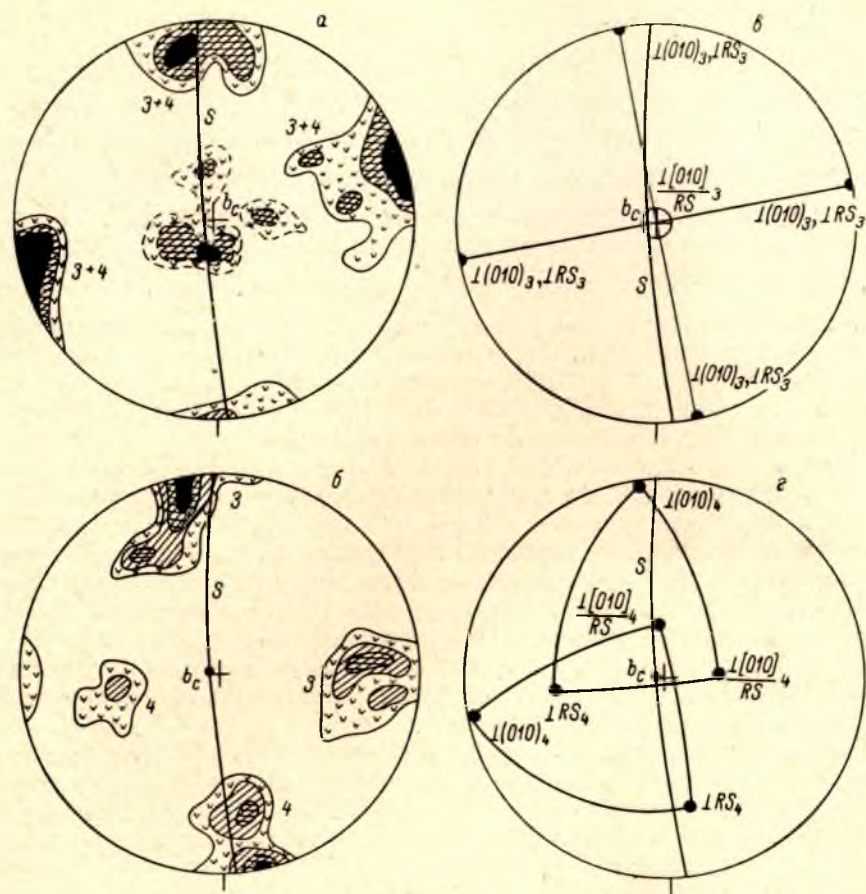


Рис. 44. Ориентировка 33 новообразованных зерен плагиоклаза с альбитовой и периклиновой системами двойников в обр. 1112.

а — сплошной контур: $\perp (010)$, изолинии 1—4.5—6—7.5%; пунктир: $\frac{\perp [010]}{RS}$, изолинии 3—4.5—6—7.5%; б — $\perp RS$, изолинии 3—4.5—6—7.5%; в, г — статистические двойники.

Сравнивая субстроения плагиоклазов четвертой группы, можно отметить, что 5 субстроение (рис. 45, в) содержит три плоскости и три оси симметрии второго порядка, одной из которых является b_c -ось, а две другие лежат в диагональных плоскостях симметрии. Субстроение 5, следовательно, имеет орторомбическую симметрию $3l_23PC$. В 6 субстроении (рис. 45, г) обнаруживается единственная, диагональная, идущая справа вверх налево плоскость симметрии с лежащей в ней осью симметрии. Субстроения 4 и 6, следовательно, имеют одинаковую симметрию, элементы которой являются составной частью симметрии 5 субстроения. Поскольку 4 субстроение предшествует и в то же время имеет общие черты с высокосимметричным 5 субстроением, можно полагать, что 5 субстроение

ние предшествует 6 субстроению, т. е. развитие ориентировки идет в направлении роста, а затем понижения симметрии.

В ориентировке плагиоклазов четвертой группы, кроме того, присутствуют два второстепенных субстроения. В узоре $\perp(010)$ на рис. 45, а обнаруживается максимум 7, располагающийся в районе c_0 -оси, а в узоре $\perp RS$ имеется на первый взгляд эквивалентный максимум 7 вблизи

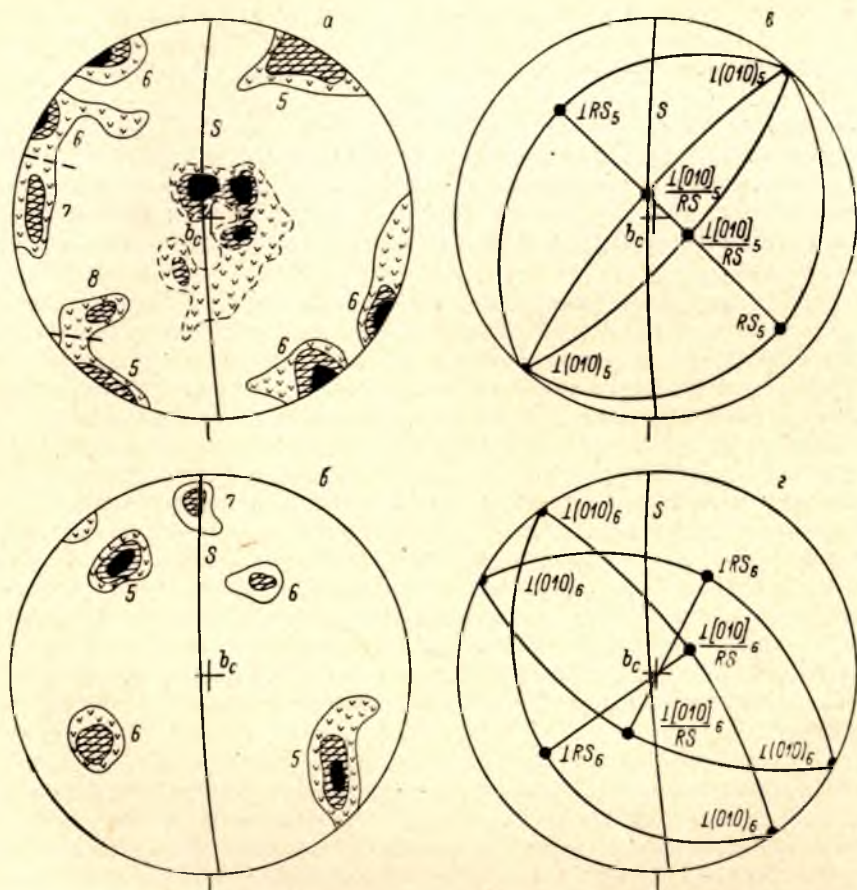


Рис. 45. Ориентировка 32 зерен позднего плагиоклаза, сдвойникового по альбитовому закону, в обр. 1112.

а — сплошной контур: $\perp(010)$, изолинии 3—4.5—7.5%; пункт: $\frac{\perp[010]}{RS}$, изолинии 3—4.5—7.5%; б — $\perp RS$, изолинии 3—4.5—7.5%; в, г — статистические двойники.

a_0 -оси. Однако $\perp RS$ и $\frac{\perp[010]}{RS}$, отвечающие $\perp(010)_7$, рассеяны в пояс, проходящий вдоль S . Аналогичным образом $\perp(010)$ и $\frac{\perp[010]}{RS}$, соответствующие $\perp RS_7$, рассеяны в пояс, поперечный относительно S . Таким образом, субстроение 7 образовано двумя поясовыми компонентами. У одного компонента имеется статистически единственная плоскость (010) , вытянутая вдоль S , а у другого — плоскость $RS \approx (001)$, занимающая положение, поперечное к S . Линия пересечения этих статистических плоскостей примерно совпадает с b_0 -осью, хотя индивидуальные $\frac{\perp[010]}{RS}$ не имеют предпочтительной ориентировки. Эти черты 7 субстроения иллюстрируют определенную связь ориентировки с элементами макростроения, которая является более слабой, чем у предыдущих субстроений.

Субстроение 8, как и 7 субстроение, является поясовым, но состоит из одного асимметричного пояса $\perp RS$ и $\frac{\perp [010]}{RS}$ и максимума $\perp (010)$, показанного на рис. 45, а.

Из приведенной характеристики субстроений отдельных групп следует, что выделенные петрографические группы действительно являются разновозрастными, но в то же время вполне непрерывно сменяют друг друга, свидетельствуя о длительности и непрерывности кристаллизации и перекристаллизации плагиоклаза. Особенности субстроений позволяют подразделить весь процесс эволюции ориентировки плагиоклаза на три стадии.

На первой стадии формируются субстроения, несогласованные с макростроением. К ним принадлежит 1 субстроение и в известной мере 1' субстроение, которое значительно более приближено к залеганию S и l . Оно может поэтому рассматриваться как переходное к согласованным субстроениям второй стадии либо как сформировавшиеся в самом начале второй стадии.

Вторая стадия представлена 2 и 3 субстроением, из которых последнее обладает тетрагональной симметрией и является наиболее высокосимметричным из всех наблюдаемых в данном образце ориентировок плагиоклаза.

Субстроение 3 примечательно и в том отношении, что оси структурных координат, особенно b_c -ось, не только совпадают со средними векторами кристаллографических осей, но являются и осями симметрии ориентировки. Эта особенность исчезает в следующем по возрасту 4 субстроении, которое по всем признакам является переходным к третьей стадии. В этом субстроении и далее в 5 и 6 субстроениях оси и плоскости симметрии не совпадают с элементами макростроения, а если совпадают, как например b_c -ось в 5 субстроении, то не отвечают векторам статистических кристаллографических осей. В этом проявляется несогласованность субстроений третьей стадии с макростроением. В то же время нельзя не отметить, что 4—6 субстроения имеют одинаковый стиль ориентировки и документируют второй, более слабый пик формирования ориентировок с повышенной симметрией.

Дальнейшее ослабление роли макроструктурных осей как фактора, контролирующего пространственное поведение кристаллографических осей, иллюстрируется 7 субстроением. Это множество решеток состоит из двух подмножеств, которые закономерно связаны между собой. Одно подмножество характеризуется статистически единственным (010), а другое — RS . Эти элементы подмножеств находятся в таком геометрическом отношении друг к другу, как будто они являются (010) и RS одного кристалла. Поэтому линия их пересечения представляет собой направление, аналогичное $\frac{\perp [010]}{RS}$ в решетке одного кристалла, но оно является элементом всего множества решеток. Только это направление совпадает с b_c -осью и только по отношению к множеству в целом макроструктурные оси выступают как оси симметрии. Например, если принимать во внимание только распределение $\frac{\perp [010]}{RS}$ отдельных зерен, то b_c -ось оказывается осью симметрии четвертого порядка, тогда как с учетом характера рассеивания индивидуальных $\perp (010)$ и $\perp RS$, b_c -ось является осью симметрии второго порядка, как и две другие оси структурных координат. Таким образом, 7 субстроение иллюстрирует разную степень влияния макростроения на структуры разного порядка, разного масштаба. В масштабе кристаллических решеток только $a_c b_c$ - и $b_c c_c$ -плоскости частично сохраняют контролирующее значение. Но в масштабе множества решеток, т. е. статистической сверхструктуры, наблюдается вы-

сокая степень согласованности с макростроением и как следствие — высокая (орторомбическая) симметрия субстроения.

Сравнивая субстроения второй и третьей стадий, нельзя не заметить, что в обоих случаях субстроения с диагональным относительно S расположением статистических (010) и RS сменяются высокосимметричными субстроениями, где эти плоскости параллельны или нормальны S . Вместе с тем стиль субстроений обоих типов различен, как различно и их относительное развитие, что придает каждой стадии индивидуальные черты.

КОРРЕЛЯЦИЯ СУБСТРОЕНИЙ ПЛАГИОКЛАЗА

Все установленные субстроения плагиоклаза, за исключением 7 субстроения в обр. 1112, в последовательности их формирования сопоставлены друг с другом на рис. 46. Они сохраняют цифровые обозначения, данные на рис. 37—45. Для удобства сравнения с темноцветными минералами субстроения плагиоклаза в обр. 112, 66 и 65 дополнительно обозначены буквенными индексами, соответствующими синхронным и эквивалентным по типу ориентировки субстроениям роговой обманки и пироксена. С этой же целью на рис. 46 нанесены границы трех стадий кристаллизации, устанавливаемых в эволюции темноцветных минералов. Субстроение 7 в обр. 1112 не вошло в рис. 46, чтобы не увеличивать его размер. По своему возрастному положению оно непосредственно предшествует 8 субстроению этого образца.

Поскольку подробное обоснование возрастного положения каждого субстроения заняло бы слишком много места, остановимся на основных критериях, использованных при составлении схемы корреляции. Прежде всего все субстроения приведены в последовательности образования петрографических групп зерен плагиоклаза. На рис. 46 нет ни одного случая, когда бы субстроение, входящее в состав некоторой возрастной группы, получило возрастную «прописку» вслед за субстроением, относящимся к последующей возрастной группе. В ряде случаев, однако, для субстроений, выделяемых внутри одной петрографической группы, возрастные отношения остаются неопределенными. Так, например, в обр. 112 субстроение образованное 5 и 7 компонентами, по петрографическим признакам равноправно с субстроением из 1—4 компонентов. Их относительное возрастное положение поэтому было определено из сопоставления с субстроениями роговой обманки и пироксенов. Этот метод в скрытой форме содержит более общий критерий — сравнение как петрографических групп, так и отдельных субстроений по их отношению к макроскопическим структурным элементам. Так, в обр. 1112 плагиоклазы первой возрастной группы образуют субстроения, несогласованные с макростроением, тогда как субстроения плагиоклазов второй группы полностью согласованы. Естественно было поэтому отнести 1 и 1' субстроения к первой, а 2 и 3 субстроения — ко второй стадии кристаллизации.

Наибольшая сложность возникла при определении положения 1—3 субстроений в обр. 7. Место 1 и 2 субстроения определяется из сопоставления с обр. 65, который как по своим геологическим особенностям, так и стилю ориентировки плагиоклаза и роговой обманки наиболее близок к обр. 7. Только в обр. 65 присутствует субстроение роговой обманки, в котором (100) идет поперек S , хотя [001] статистически совпадают с l , равно как обнаруживается эквивалентное субстроение плагиоклаза с поперечным относительно S расположением (010). Оба субстроения коррелируются друг с другом и по устанавливаемому возрастному отношению к другим субстроениям плагиоклаза и роговой обманки. Субстроение 2 в ориентировке плагиоклаза обр. 7 принадлежит к этому же типу попереч-

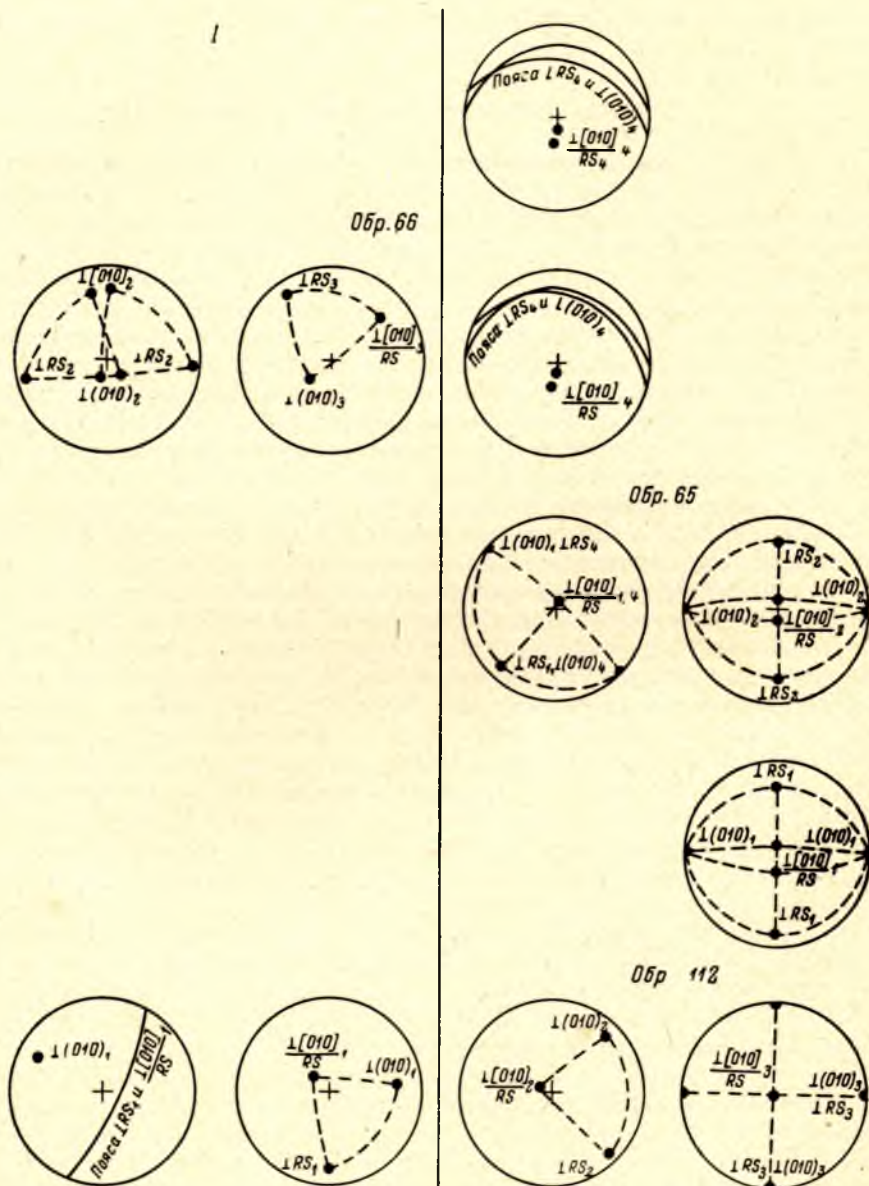


Рис. 46. Корреляция субстроений плагиоклаза.

I, II и III — стадии кристаллизации плагиоклаза, соответствующие стадиям кристаллизации роговой обманки и пироксена; отдельные субстроения обозначены теми же буквами, что и эквивалентные субстроения темноцветных.

ных субстроений и поэтому скорее всего сформировалось вслед за 1 субстроением. Что касается второстепенного 3 субстроения в обр. 7, то основанием для помещения его среди субстроений третьей стадии послужило заметное развитие F_2''' структур и микроклиновых гранитов в обр. 7, а также довольно широкое рассеивание кристаллографических осей в диагональной плоскости, проходящей справа вверх налево, сближающее его с поздними субстроениями плагиоклаза. Вместе с тем принятое на рис. 46 положение 3 субстроения условно, и оно может быть аналогом диагональных субстроений второй стадии.

Из корреляции субстроений плагиоклаза друг с другом и с субстроениями роговой обманки и пироксена можно сделать следующие выводы.

1. Кристаллизация плагиоклаза была одновременна с кристаллизацией темноцветных. Об этом свидетельствует, в частности, четкая корреляция индивидуальных субстроений плагиоклаза и темноцветных в обр. 112, 66, 65 и совпадение как общего периода, так и отдельных стадий кристаллизации плагиоклаза с периодом и стадиями кристаллизации темноцветных минералов. В обр. 112 и 66 основное время кристаллизации плагиоклаза совпадает с интервалами повышения температуры метаморфизма.

2. Выявленные в ходе настоящего изучения разновидности ориентировок плагиоклаза согласуются с ориентировками темноцветных минералов, что позволяет говорить о наличии строго определенных и закономерных соотношений между предпочтительными ориентировками разных породообразующих минералов, кристаллизовавшихся одновременно или в одних и тех же динамических условиях среды минералообразования. На характере этих соотношений и выводе равновесных предпочтительных ориентировок изученных минералов мы остановимся ниже.

3. Отдельные разновидности ориентировок плагиоклаза сменяют друг друга не беспорядочно, а в определенной последовательности, которая согласуется с последовательностью смены субстроений роговой обманки и пироксена. Единственное отличие состоит в том, что в ориентировке плагиоклаза второй стадии устанавливается широкое развитие субстроений двойникового типа с (010) вдоль S , которые формировались позже диагональных субстроений. Напротив, предшествующие диагональным монокристалльные субстроения развиты значительно слабее, чем аналогичные субстроения темноцветных.

4. При сопоставлении стадий кристаллизации темноцветных минералов с фазами тектонических движений был сделан вывод, что первая стадия отвечает F_2' , а третья — F_2''' . Это вывод подтверждается изучением эволюции субстроений плагиоклаза. Так, в обр. 1112 устанавливается, что плагиоклазы первой возрастной группы формировались вполне непрерывно как в ходе первой, так и второй стадий кристаллизации. Это означает, что первая стадия непосредственно предшествовала второй и время ее поэтому определяется как F_2' . Плагиоклазы четвертой возрастной группы одновременны с ориентированным силлиманитом, локализованным в F_2''' зонах скалывания—скольжения. Они включают в себя ранний фибролит и сами пересекаются поздним порфиробластическим силлиманитом. Субстроения плагиоклазов четвертой группы по стилю ориентировки тождественны субстроениям плагиоклазов третьей стадии в обр. 112, которые в свою очередь согласованы с субстроениями пироксенов. Таким образом, субстроения третьей стадии одновременны с F_2''' движениями. Однако нельзя не отметить, что наиболее поздние асимметричные субстроения плагиоклаза, равно как эквивалентные им субстроения роговой обманки, скорее всего формировались после окончания F_2''' движений. По-видимому, их образование должно быть отнесено к третьему этапу деформаций.

5. Одни и те же по своим морфологическим признакам петрографические группы зерен плагиоклаза оказываются разновозрастными. Так, например, плагиоклаз с ранними альбитовыми двойниками в обр. 66 и 112 имеет F'_2 возраст и частично кристаллизовался в начале F''_2 . Морфологически такой же плагиоклаз в обр. 65 относится к середине F''_2 . Плагиоклазы с альбит-периклиновыми двойниками в одних образцах кристаллизовались во время F''_2 , а в других — только во время F'''_2 . Наконец, субстроения, образованные плагиоклазами с поздними альбитовыми двойниками, формировались во время F'_3 (обр. 1112 и 112), в конце F''_3 (обр. 65), а в обр. 66 их кристаллизация скорее всего совпадала с началом F''_3 . Эти соотношения наглядно иллюстрируют всю условность морфологического сходства петрографических групп. Вместе с тем общая смена альбитовых двойников сложными альбит-периклиновыми и снова альбитовыми неуклонно поддерживается. Альбит-периклиновые двойники свойственны лишь высокосимметричным ориентировкам, т. е. само пространственное поведение решеток предопределяет их появление. В свою очередь симметричные (орторомбические и даже тетрагональные) субстроения появляются на том отрезке метаморфического минералообразования, который является основным для каждого образца и в наибольшей степени влияет на состав и текстуру породы в целом. В обр. 112 и 66 высокосимметричные субстроения плагиоклаза прямо коррелируются со временем повышения температуры метаморфизма.

СИЛЛИМАНИТ

В обр. 1112 было замерено 120 зерен силлиманита. В 116 из них замерен угол оптических осей по двум выходам. Данные об ориентировке представлены на рис. 47. Оси Ng ориентированы вдоль линейности и слегка рассеяны в пояс вдоль S , Nt образуют почти полный пояс с парными максимумами концентрации поперек S . Пояс и максимумы образованы силлиманитом с несколько различающимся $2V$. Зерна с $2V > 27^\circ$ образуют максимум, тогда как в остальной части пояса локализованы зерна с $2V < 25^\circ$. Кроме того, зерна с большим $2V$ увеличены в размерах. В среднем для выборок крупных зерен $2V_{ср.} = 26^\circ$, причем из них четко идиоморфные зерна (14 зерен) имеют $2V_{ср.} = 27^\circ$. Идиоморфные зерна встречаются и среди мелких зерен основной массы, для 20 таких зерен $2V_{ср.} = 25^\circ$. Так как несомненно устанавливается, что размер зерен силлиманита увеличивается к концу его кристаллизации, можно заключить, что у более поздних силлиманитов растет $2V$ и Nt концентрируются нормально к S и l .

Образование парного максимума Nt может быть объяснено только следующим образом. Грани (110) занимают фиксированное положение, но один кристалл повернут относительно другого на 180° вокруг (110), и при едином положении Ng образуются два максимума Nt . В пояс Nt то одна, то другая (110) занимает положение вдоль S .

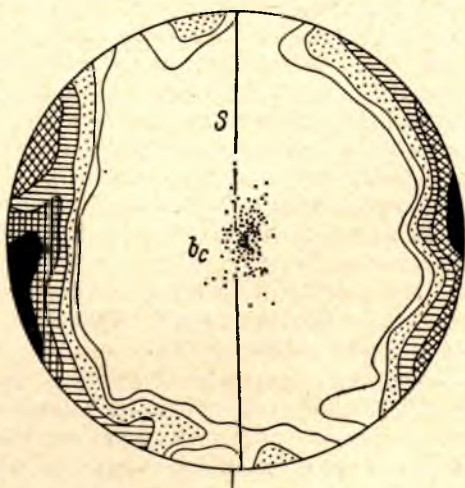


Рис. 47. Ориентировка 120 зерен силлиманита в обр. 1112.

Точки в центре диаграммы — выходы Ng , концентрации Nt околонтурены, изолинии 2—3—5—7—9%.

ТИПЫ ОРИЕНТИРОВОК И СТРУКТУРНЫЕ РАВНОВЕСИЯ РОГОВОЙ ОБМАНКИ, ПИРОКСЕНА, ПЛАГИОКЛАЗА И СИЛЛИМАНИТА

Роговая обманка — пироксен. Общей особенностью всех установленных разновидностей субстроений роговой обманки и пироксена является неодинаковая роль кристаллографических осей. Особенное значение имеет $[001]$, которая занимает только ей присущее, не замещаемое другими осями положение. Часто это справедливо и для других осей, но во многих субстроениях часть или половина $[010]$ располагается в области концентрации $\perp (100)$, а часть $\perp (100)$ соответственно замещает $[010]$. Эти направления, следовательно, выступают как полностью или частично структурно-эквивалентные. Отсутствие эквивалентности $[010]$ и $\perp (100)$ при единичном положении $[001]$, как правило в районе выхода макроскопической линейности, приводит к тому, что ориентировка оказывается состоящей из одного или немногих, несовместимых друг с другом статистических монокристаллов. Симметрия ориентировки, образованной одним статистическим монокристаллом, моноклиная и в ранге точечных групп равна симметрии единичного кристалла. Эквивалентность $[010]$ и $\perp (100)$ имеет своим следствием образование ориентировки, подобной закономерному сростку двух кристаллов с общей $[001]$. В этом сростке $(010)_1 \parallel (100)_2$ и наоборот. Наличие общего кристаллографического направления приводит к тому, что общая симметрия сростка оказывается выше симметрии каждого из индивидов и может быть ромбической или тетрагональной, если принимать во внимание только пространственное поведение кристаллографических осей без учета их знаков.

На характер ориентировки и ее симметрию большое влияние оказывает поляризация (или ее отсутствие) $[010] = Nm$. Речь идет в сущности о наличии или отсутствии эквивалентности противоположных направлений одной и той же оси. В субстроениях с поляризованной $[010]$ разнотипные концы этой оси неэквивалентны. С учетом этого свойства только полностью поляризованные субстроения с единичными концентрациями всех осей отвечают статистическому монокристаллу. Такие же, но неполяризованные субстроения представляют собой образование, подобное двойникам кристаллов. Они состоят из двух статистических индивидов, у которых совмещены все кристаллографические оси, но которые повернуты относительно друг друга на 180° вокруг $\perp (100)$ или $[001]$. Такие субстроения имеют орторомбическую симметрию $3l_2 3PC$ и, следовательно, эквивалентность противоположных концов $[010]$ повышает сводную симметрию субстроений.

Основное значение, однако, имеет характер отношения кристаллографических осей к одновременным элементам макростроения. Все устанавливаемые разновидности предпочтительной ориентировки амфиболов и пироксенов подразделяются на два неравнозначных класса. К первому и основному классу относятся субстроения, в которых индивидуальные $[001]$ статистически параллельны друг другу. Практически во всех этих случаях $[001]$ совпадает с b_c -осью, т. е. определяет макроскопическую линейность, параллельную шарнирам складок. Линейность по амфиболу, нормальная к шарнирам одновременных складок, т. е. a -линейность, встречается значительно реже и, по-видимому, не наблюдается у пироксенов. Ко второму классу относятся субстроения, в которых индивидуальные $[001]$ не параллельны друг другу и рассеяны в плоскости. Эта плоскость неизменно совпадает с одновременной сланцеватостью, т. е. с $a_c b_c$ -плоскостью. В настоящее время неизвестно ни одного случая

с рассеиванием $[001]$ амфибола и пироксена в $b_c c_c$ -плоскости, а рассеивание в $a_c c_c$ -плоскости можно считать в принципе невозможным.

Дальнейшее подразделение субстроений основывается на характере распределения $[010]$ и $\perp (100)$. В субстроениях первого класса, отвечающих статистическому монокристаллу, $[010]$ может быть параллельной либо a_c -оси, либо c_c -оси. В первом случае с S совпадает (100) и субстроение можно назвать параллельным или продольным. Во втором случае с S совпадает (010) и субстроение является поперечным. Кроме того, могут быть продольно-поперечные субстроения, представляющие собой комбинацию двух статистических монокристаллов. В таких субстроениях $[010]$ и $\perp (100)$ оказываются взаимно эквивалентными. Общей чертой всех этих субстроений является совпадение средних векторов главных кристаллографических осей с осями структурных координат. Естественно, что каждое отмеченное субстроение в действительности может иметь как поляризованные, так и неполяризованные $[010]$.

Ко второй группе относятся субстроения, в которых индивидуальные $[010]$ и $\perp (100)$, как и в первой группе, статистически параллельны, но ни средние, ни индивидуальные векторы не совпадают с петроструктурными осями. Иными словами, $[010]$ и $\perp (100)$ образуют максимумы концентрации между a_c - и c_c -осями. В этих субстроениях с S совпадают плоскости $(hk0)$, частным случаем которых является спайность по (110) . Поскольку таких плоскостей две, что, в частности, проявляется в пересекающейся спайности по призме (110) , и физические свойства их одинаковы, субстроения этой группы, как правило, представляют собой закономерные срастания двух или более индивидов. Если, например, у одного индивида вдоль S идет одна плоскость спайности, то у другого — другая. В амфиболах в этом случае $[010]$ будут занимать два положения по обе стороны от S , образуя с ней угол около 30° , т. е. равный половине угла между спайностями. Такое субстроение можно определить как продольно-диагональное, в связи с тем что в ориентировке амфиболов различаются поперечно-диагональные субстроения с расположением спайности поперек S . Естественно, что в ориентировке пироксенов, поскольку угол между плоскостями спайности близок к прямому, можно различать лишь один диагональный тип. Субстроения, в которых вдоль S или поперек нее ориентированы плоскости спайности, можно еще отнести к статистическим двойникам. Но от двойниковых субстроений первой группы они отличаются тем, что индивиды имеют только одну общую кристаллографическую ось $[001]$.

К этой же группе принадлежат и установленные в ходе настоящего изучения субстроения, которые также представляют собой комбинацию по меньшей мере двух индивидов, у которых вдоль S или поперек к ней идет $(hk0)$ более высокого порядка. В частности, были установлены субстроения, где плоскость спайности (110) одного индивида параллельна (100) другого индивида. В этих субстроениях, следовательно, параллельны грани с разными индексами. В результате такого сочетания $[010]_1$ и $[010]_2$ образуют друг с другом угол, равный 30° у амфиболов и 45° у пироксенов, и соответственно располагаются по обе стороны от S под углами 15 и $20-25^\circ$ к ней в продольно-диагональных субстроениях. Симметрия субстроений рассматриваемой группы обычно орторомбическая, а при сочетании продольного и поперечного расположения $(hk0)$ поднимается до тетрагональной.

Последнюю группу в рассматриваемом классе составляют субстроения, для которых свойственно непрерывное рассеивание $[010]$ и $\perp (100)$ в $a_c c_c$ -плоскости. Симметрия таких субстроений моноклиная и характеризуется предельной группой $\infty \cdot m$.

Все перечисленные группы субстроений и наиболее важные разновидности

ности были установлены в ходе настоящего изучения. В идеализированном виде они приведены на рис. 29 и 35, за исключением субстроений третьей группы, которые в качестве составной части входят в сводные ориентировки роговой обманки и пироксена.

Субстроения межтектонического интервала второй и третьей стадий относятся ко второму классу. Обращает на себя внимание, что в поясе [001] вдоль S в ориентировке роговой обманки намечаются два слабых максимума под 70° к b_c -оси. Максимумы [001] эквивалентных субстроений пироксенов совпадают с одним из максимумов роговой обманки. Такую ориентировку можно представить себе как результат того, что при рассеивании [001] в пояс вдоль $b_c c_a$ -плоскости предпочтительнее ориентируется (001). Подводя итог характеристике типов ориентировки пироксена и амфибола, можно заключить, что они идентичны друг другу. Для характеристики структурного равновесия между этими минералами остается установить взаимное соотношение кристаллографических осей амфибола и пироксена. Из рис. 35 видно, что [001] амфибола всегда совпадает с [001] пироксена. Точно так же совпадают и [010]. Иными словами, наблюдается полная и однозначная эквивалентность одноименных осей. Таким образом, если в определенных динамических условиях кристаллизуется амфибол, [001] которого совпадает с макроскопической линейностью, а (100) со сланцеватостью, и нужно установить, кристаллизовались ли в этих условиях пироксены, то достаточно выяснить: имеются ли и в каком количестве пироксены, у которых аналогичным образом ориентированы [001] и (100). При этом заключение будет одинаково достоверно как для пироксенов, находящихся совместно с амфиболом, так и входящим в другую минеральную ассоциацию. Единственное, но неперемное условие правильности заключения состоит в том, чтобы S и l имели один и тот же возраст, принадлежали к одной генерации складок и одной фазе складчатости.

Структурное равновесие плагиоклаза с амфиболом, пироксеном и силлиманитом. В ориентировке плагиоклаза выделяются те же разновидности субстроений, которые устанавливаются для амфиболов и пироксенов. Если в ориентировке моноклинных минералов с b_c -осью совпадает [001], то у плагиоклазов такое положение имеет $\frac{\perp [010]}{RS}$. Эти направления, следовательно, структурно-эквивалентны. Вместе с тем, сопоставляя рис. 46 с рис. 35, нельзя не обратить внимание, что в большинстве субстроений плагиоклаза $\frac{\perp [010]}{RS}$ занимает двойное положение вблизи b_c -оси, чаще по обе стороны от нее. Такое различие объясняется тем, что $\frac{\perp [010]}{RS}$ отклоняется от [100] и двойной максимум $\frac{\perp [010]}{RS}$ вблизи b_c -оси может отвечать единичному положению [100]. Поэтому более правильно будет сказать, что направлением, структурно-эквивалентным [001] моноклинных минералов, является [100] плагиоклаза.

Продольным, поперечным и продольно-поперечным субстроением моноклинных минералов отвечают субстроения плагиоклаза, характеризующиеся расположением вдоль S или поперек нее (010) и RS. При этом аналогом продольных субстроений амфибола и пироксена чаще являются субстроения, в которых с S совпадает (010), менее распространены субстроения с расположением вдоль S как (010), так и RS, а субстроения, в которых $RS \parallel S$, отсутствуют. В субстроениях плагиоклаза, одновозрастных с поперечными субстроениями моноклинных минералов, соотношения обратные, т. е. с S совпадает RS, иногда вместе с (010). Таким

образом, (100) роговой обманки соответствует (010) и в меньшей степени $RS \approx (001)$ плагиоклаза.

Среди диагональных субстроений амфибола и пироксена выделяются субстроения, в которых с S совпадает (110). В эквивалентных субстроениях плагиоклаза (010) и (001) образуют с S угол, примерно равный 45° . Это значит, что вдоль S располагаются плоскости (021), которые отвечают плоскостям срастания бавенских двойников. Следовательно, (110) амфибола и пироксена структурно-эквивалентны (021) плагиоклаза. Точно так же с субстроениями моноклинных минералов, в которых с S совпадает (hk0), коррелируются субстроения плагиоклаза, где вдоль S идут плоскости (0kl). В продольно-диагональных ориентировках роговой обманки с S совпадает (hk0), которой наиболее близко отвечает плоскость (120), в поперечно-диагональных субстроениях (hk0) может быть определена как (610). В одновременных и однотипных субстроениях плагиоклаза (0kl) представлены соответственно (031) и (011). Следовательно, аналогом (120) моноклинных минералов является (031), а аналогом (610) выступает (011) плагиоклаза.

Таким образом, взаимно эквивалентные кристаллографические элементы у сравниваемых минералов следующие: 1) [001] амфиболов и пироксенов отвечает [100] плагиоклаза; 2) (100) амфиболов и пироксенов эквивалентны (010) и в меньшей мере $RS \approx (001)$ плагиоклаза; 3) (110) амфиболов и пироксенов эквивалентны (021) плагиоклаза и, кроме того, (hk0) амфиболов и пироксенов эквивалентны (0kl) плагиоклаза.

При одновременном или последовательном росте этих минералов в одних и тех же динамических условиях среды взаимно эквивалентные оси и плоскости статистически параллельны друг другу и находятся в закономерных отношениях с элементами тектонитового макростроения. При синкинематическом росте [001] моноклинных минералов и [100] плагиоклаза статистически параллельны макроскопической линейности и осям мелких складок, тогда как эквивалентные грани совпадают с макроскопическими S : сланцеватостью и осевыми поверхностями складок.

У силлиманита взаимоотношения решетки с элементами макростроения в целом такие же как у моноклинных минералов. В изученном образце с b_c -осью совпадает [001], а (110) идут вдоль сланцеватости. Эта ориентировка аналогична диагональной ориентировке амфиболов и пироксенов. Вполне вероятно, что в ориентировке силлиманита могут присутствовать и другие разновидности, особенно характеризующиеся совпадением с S плоскостей (100).

Установление структурно-эквивалентных направлений в порообразующих минералах в сущности определяет их структурно-равновесные ассоциации. В свою очередь структурная равновесность является одним из необходимых свойств минералов, образующих парагенетическую ассоциацию, и выступает как один из критериев ее выделения.

Характеристика пространственно сосуществующих минералов с точки зрения характера образуемых ими статистических субстроений позволяет широко применять теорию групп для выявления и уточнения их возрастных соотношений. Так, например, при взаимной параллельности [001] амфибола и [100] плагиоклаза может оказаться так, что [010] плагиоклаза образуют непрерывный пояс, тогда как [010] амфибола локализованы в статистически едином положении. Таковы, например, отношения субстроений этих минералов в обр. 66 во время второй стадии кристаллизации. Ясно, что в поясе [010] плагиоклаза есть и положение, отвечающее [010] амфибола, и субстроение плагиоклаза описывается группой, по отношению к которой субстроение амфибола оказывается подгруппой. Поэтому справедливым будет заключение, что время кристаллизации амфибола является частью времени кристаллизации плагиоклаза.

Не менее существенное значение имеет учет структурного равновесия и при обычном петрографическом изучении, в частности, оптических свойств минералов. В метаморфических породах, где особенно развита предпочтительная ориентировка, общепринятая методика взятия замеров в «подходящих срезах» фактически ведет к появлению несравнимых данных. Так, если амфиболы в подавляющей массе четко ориентированы, но одновременно присутствуют неориентированные посткинематические зерна, то в одном и том же шлифе нельзя измерить у зерен синкинематической генерации как с Ng , так и $2V$. Одна из этих констант обязательно будет относиться к посткинематической генерации. Поэтому изучение оптических свойств необходимо проводить не вообще в зернах, удобных для замера, а только в тех, которые образуют эквивалентное пространство. Значение структурно-эквивалентных направлений, следовательно, состоит в том, чтобы, не проводя кропотливого микроструктурного анализа, иметь возможность быстро находить в шлифе нужные зерна и сравнивать между собой действительно сравнимые (однородные) составы.

ВЫВОДЫ

Для интерпретации условий гранитообразования наибольшее значение имеют следующие результаты петрографо-микроструктурного анализа.

1. В процессе кристаллизации метаморфических минералов выделяются три стадии. На каждой из них формировались одни и те же минералы очень близкого состава. Наиболее существенное различие минералов разных стадий состоит в их различной пространственной ориентировке и прежде всего в разном отношении к макроскопическим тектоническим элементам.

2. Прослеживание хода развития ориентировки показало, что в пределах каждой стадии могут быть выделены последовательно формирующиеся и закономерно меняющие свой характер субстроения. Наиболее ранние генерации образуют низкосимметричные субстроения, которые сменяются высокосимметричными и затем снова низкосимметричными. При этом закономерно меняется отношение ориентировки к тектонитовому макростроению. Начальные и конечные субстроения, представляемые статистическим монокристаллом, по-разному относятся к S . Промежуточные субстроения с повышенной симметрией представлены статистическими двойниками и закономерными сростками двух и четырех статистических монокристаллов.

3. Стадии минералообразования одновременны с движениями и деформациями F_2 . Только самые поздние субстроения роговой обманки и плагиоклаза могут отвечать F_3 . Первая стадия окончилась к началу F'' , тогда как начало третьей стадии отвечает началу F_2''' движений. Стадии минералообразования, следовательно, охватывают время формирования двух серий гранитоидов, развитых в районе. Субстроения первой стадии характеризуют обстановку формирования плагиогранитов, тогда как субстроения третьей стадии отвечают времени образования мигматитобразующих микроклиновых морионовых гранитов.

4. Прослеживание развития ориентировки породообразующих минералов свидетельствует о том, что основной интервал мигматизации, сопряженной с микроклиновыми гранитами, сопровождается образованием высокосимметричных субстроений диагонального типа. В это время в основных породах, не захваченных мигматизацией, в парагенезисе с моноклинным пироксеном и роговой обманкой кристаллизуется ромбический пироксен. Его появление, а также изменение оптических свойств

моноклинного пироксена и роговой обманки позволяют сделать вывод о повышении в это время температуры метаморфизма.

5. Последовательность формирования субстроений первой стадии не устанавливается столь определенно, как для третьей стадии, хотя высокосимметричные субстроения в целом предшествуют низкосимметричным субстроениям монокристалльного типа. Отсутствуют и непосредственные данные о кристаллизации ромбического пироксена. Вместе с тем оптические свойства моноклинного пироксена и роговой обманки идентичны со свойствами этих минералов в парагенезисе с ромбическим пироксеном. Формирование плагиогранитов, таким образом, также происходило на фоне повышения температуры метаморфизма, которое фиксируется в немигматизированных породах.

6. Мигматиты плагиогранитов не содержат ассоциаций первой стадии минералообразования, хотя геологически сформировались до начала F_2 . Состав и предпочтительная ориентировка минералов в мигматизированных амфиболитах полностью соответствуют минералам второй стадии (F_2) немигматизированных пород. Кроме того, в сравнении с немигматизированными породами в мигматитах относительно лучше развиты субстроения, относящиеся к концу второй стадии. Такие соотношения можно объяснить только более высокой скоростью перекристаллизации мигматизированных пород, которые в своем составе и строении, следовательно, отражают лишь изменения регрессивной стадии, каковой является вторая стадия минералообразования по отношению к первой. Нельзя не отметить также, что хотя температурные условия второй стадии допускали образование моноклинного пироксена, в мигматизированных породах основного состава пироксен отсутствует.

Итак, обе серии гранитоидов формировались во время повышения температуры метаморфизма и одновременного повышения потенциала воды, о чем свидетельствует интенсивная мигматизация суперкрустальных толщ и образование водных ассоциаций минералов. Формирование существенно калиевых гранитов, кроме того, несомненно происходило одновременно с образованием высокосимметричных ориентировок породообразующих минералов. Все минеральные ассоциации сформировались во время F_2 и частью, возможно, F_3 движений, т. е. имеют нижнепротерозойский возраст.

Проведенное детальное изучение предпочтительных ориентировок таких минералов, как роговая обманка, пироксены, плагиоклаз и силлиманит, представляет большой интерес и с других позиций. В частности, устанавливаются основные разновидности субстроений этих широко распространенных минералов, до сих пор крайне слабо изученные, типы их взаимных сочетаний и взаимная эквивалентность тех или иных кристаллографических элементов. Эти данные позволяют говорить о существовании особого рода равновесных отношений породообразующих минералов, которые выше были определены как структурное равновесие. Изучение структурных равновесий не только позволяет более точно выявить симметрию поля напряжений во время кристаллизации, но и точнее определить тот набор минералов, который составляет парагенетическую ассоциацию. Структурное равновесие, следовательно, выступает как один из необходимых критериев для выделения минералов-парагенов. Наконец, намечающаяся закономерная смена видов предпочтительной ориентировки во время отдельных фаз складчатости и деформации пород, в случае ее подтверждения для различных районов и тектонических эпох разного возраста, может иметь первостепенное значение для региональной корреляции фаз складчатости, сопоставления стилей деформации и особенно для геологического датирования отдельных стадий в общем процессе метаморфизма горных пород.

Глава IV

СТРУКТУРНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ ПРИ ГРАНИТИЗАЦИИ

В наиболее общем виде структурные превращения представляют собой фазовые переходы типа порядок — беспорядок. Наиболее привычными фазовыми переходами этого типа являются структурные превращения в кристаллах, обусловленные перераспределением атомов в кристаллической решетке. По своему масштабу они меньше размеров одного кристалла или его части. Однако аналогичные превращения с переходом к более правильному, упорядоченному или, наоборот, беспорядочному расположению в пространстве испытывают кристаллические решетки в целом. В этом масштабе каждое звено играет роль атома, и множество зерен, как множество атомов, образует каркас сверхструктуры (макроструктуры). Если первый масштаб изучается генетической минералогией, то второй является объектом структурной петрологии.

Отношения порядок — беспорядок изучаются и описываются тремя методами: термодинамическим, при помощи статистических моделей распределения и той ветвью теории групп, которая известна как учение о симметрии. Использование симметрии для обобщенного описания и прослеживания хода последовательных структурных изменений является наиболее простым и удобным. Этот метод широко используется как в минералогии, так и в структурной петрологии.

Взаимоотношение упорядоченности и симметрии структуры было четко констатировано А. С. Марфуниным: «Неупорядоченная фаза обладает более высокой симметрией, чем упорядоченная» (Марфунин, 1962, стр. 35). Термодинамически «... неупорядоченные фазы характеризуются максимумом, а упорядоченные — минимумом свободной энергии» (Марфунин, 1962, стр. 36). С физико-химической точки зрения неупорядоченные фазы представляют собой идеальные твердые растворы, с ростом упорядоченности растет неидеальность (коэффициент активности меньше единицы). Эти соотношения справедливы для любой структуры, любого масштаба, любого тела как твердого, так и жидкого, и газообразного. Они позволяют переводить (хотя бы качественно) структурные данные в другие «единицы измерения», на другой «язык».

Различные аспекты упорядочения внутри кристаллической решетки обстоятельно разобраны А. С. Марфуниным (1962). Некоторые пояснения требуются поэтому только для структур, образованных множеством решеток или макроструктур. В частности, необходимо определить понятия максимально упорядоченной и максимально разупорядоченной макроструктуры.

Макроструктура образуется множеством кристаллов. Эти кристаллы могут ориентироваться в пространстве по-разному. Какое-либо кристаллографическое направление, например [001] амфибола, может занимать статистически одно положение, в частности, ориентироваться вдоль оси складки. Оно может занимать множество положений, но не любых, а

лишь в одной статистической плоскости, например вдоль кристаллизационной сланцеватости. Наконец, $[001]$ может равномерно рассеиваться вдоль любого направления в пространстве, образуя изотропное распределение.

Очевидно, что в первом случае статистическое распределение $[001]$ не имеет степеней свободы, так что в любом случайно взятом зерне $[001]$ оказывается в одной и той же ориентировке. Во втором случае $[001]$ обладает ограниченным множеством степеней свободы. В одном случайно взятом зерне она будет занимать одно положение в пространстве, в другом — другое, но все эти положения ограничены принадлежностью к одной плоскости. В последнем случае число степеней свободы максимально (полное множество). Чем меньше степеней свободы, тем более упорядоченным является пространственное распределение взятого направления. Очевидно, что максимальная упорядоченность характеризуется $n=0$, а максимальная неупорядоченность $n=\infty/\infty$. То же самое справедливо и для других направлений кристалла. Поскольку по крайней мере два из трех взаимно перпендикулярных направлений независимы, могут наблюдаться разные комбинации состояний упорядоченности. Так, при статистически едином положении $[001]$ другая ось, например $[010]$, может занимать также либо одно, либо два положения в плоскости, нормальной к $[001]$, либо равномерно рассеиваться в ней. Полностью упорядоченная макроструктура, следовательно, должна характеризоваться ($n_{[001]}=0$, $n_{[010]}=0$), тогда как полностью неупорядоченная ($n_{[001]}=\infty/\infty$, $n_{[010]}=\infty/\infty$). Эти крайние состояния связаны прерывно-непрерывным переходом. Для $n_{[001]}=0$ такой переход описывается рядом $n_{[010]}=0, 1, 2, 4, \dots$, где дробные или нечетные, кроме единицы, величины отсутствуют, чем и объясняется прерывистость перехода, свойственная фазовым переходам второго рода (Ландау, Лифшиц, 1951). Каждой величине n соответствует особая группа симметрии, порядок которой растет с ростом n . При $n=0$ пространственная группа симметрии макроструктуры изоморфна с группой симметрии монокристалла. Таким образом, макроструктура, отвечающая статистическому монокристаллу, является максимально упорядоченной.

Статистический характер макроструктуры предопределяет, с другой стороны, формальную непрерывность перехода одного состояния в другое. Так, при $n_{[010]}=1$ два максимума могут слиться в один непрерывный пояс, и состояние с $n_{[010]}=1$ непосредственно перейдет в $n_{[010]}=\infty$. Нужно заметить, что при этом переходе промежуточные состояния с $n=2, 4$ и т. д. отсутствуют, вследствие чего переход не является, строго говоря, непрерывным. При описании и сравнении структур с различным n удобно пользоваться группой симметрии, однако при наличии нескольких в разной мере развитых, но одинаковых компонентов, или при сравнении структур одного n можно пользоваться количественными оценками. Эти оценки могут основываться либо на интенсивности ориентировки (в % на единицу площади), либо на величине площади, занятой данным компонентом (в % к общей площади). Чаще используется первый способ. Структура с большей интенсивностью компонентов концентрации осей либо с меньшей площадью, занимаемой концентрацией какой-либо оси, является более упорядоченной в отношении данной оси.

Взаимоотношения таких явлений в кристаллах как упорядоченность — распад, упорядоченность — двойникование, распад — двойникование, равно как и их возраст относительно времени кристаллизации, обстоятельно разобраны А. С. Марфуниным (1962). Результаты настоящего изучения полностью соответствуют его выводам. Отметим лишь некоторые дополнительные моменты, необходимые для петрологической интерпретации этих явлений.

Представим себе только что сформированный гомогенный неупорядоченный кристалл. В его переходе в полностью упорядоченное состояние можно выделить три основные стадии.

На первой стадии появляются внутренние границы вдоль определенных кристаллографических плоскостей и направлений, реализуемые чаще всего как спайность или отдельность. Кристалл в целом сохраняет свою симметрию, равно как каждый блок внутри него обладает симметрией всего кристалла в целом. Степень упорядоченности решетки растет, но еще не выходит за пределы первоначального n .

На второй стадии степень упорядоченности переходит за первоначальное значение n . Кристалл распадается на отдельные фазы одного (двойникование) или разного (распад твердого раствора) состава с разной оптической ориентировкой. При двойниковании, например плаггиоклазов, каждый индивид обладает симметрией более низкой, чем первоначальная симметрия кристалла, тогда как зерно в целом, т. е. элементы симметрии, общие для обоих индивидов, могут еще сохранять группу симметрии первоначального кристалла. Однако при дальнейшем упорядочении индивидов симметрия двойника также может понизиться. Таким образом, для этой стадии свойственно понижение симметрии всего кристалла вначале в наиболее мелком масштабе с прогрессивным охватом все более крупных доменов вплоть до всего кристалла. Другая особенность этой стадии — несовпадение симметрии в разных масштабах проявления упорядоченности.

Наконец, на последней стадии может произойти полное обособление двойниковых индивидов или продуктов распада твердого раствора с оформлением их в самостоятельные кристаллы с несогласованными границами. В результате новый кристалл оказывается гомогенным как в отношении состава, так и структуры, но в отличие от первоначального он является упорядоченным и обладает низкой симметрией. Эта стадия обычно в полевых шпатах не наблюдается, однако распад на агрегат мелких зерен через промежуточное волнистое погасание и затем мозаично-блоковое псевдодвойниковое строение четко прослеживается у кварца.

Из этого обзора следует, что степень упорядоченности кристаллической решетки, например, определяемая по оптике в полевых шпатах, фиксирует, как правило, последнюю из проявленных стадий. Только при особых благоприятных условиях (например, прохождение субсолидуса быстрее, чем скорость фазового перехода, что наблюдается при закалке) она близка к начальному состоянию, но всегда выше его. В отличие от нее двойникование и распад «хранят воспоминание о прошлом» и документируют гораздо более полный отрезок субсолидуса. Поэтому эти явления имеют значение в петрологической интерпретации. Так, при сравнении двух зерен плаггиоклаза может оказаться, что состав и степень упорядоченности их одинаковые, но одно зерно имеет сложные и неоднократно сформировавшиеся двойники, тогда как другое представлено простым двойником. Очевидно, что одно зерно когда-то было значительно более неупорядоченным, чем другое.

Выше отмечалось, что симметрия двойника выше, чем симметрия индивида и ближе стоит к симметрии первоначального кристалла. Это также одно из выражений большей сохранности информации при двойниковании, но обязано оно общей особенностью отношений разнопорядковых структур. Их можно сформулировать так: чем больше объект, тем консервативнее, устойчивее ко всякого рода воздействию его структура. Эта закономерность хорошо прослеживается у тектонических структур разных порядков, так что уже первые попытки геометрического структурного анализа привели к выводу, что наиболее крупные структуры в то же время являются наиболее ранними и одновременно лучше всего

сохранившимися из них, тогда как мелкие структуры (микроскладки, сланцеватость) являются наиболее поздними. Данные, изложенные во второй главе, могут служить конкретной иллюстрацией указанной закономерности. Поскольку эти отношения выполняются для структур масштабов одного зерна и для структур в масштабах от образца до геологического района, то они должны быть свойственны и отношениям промежуточной макроструктуры, каковой является предпочтительная ориентировка по отношению к структуре решетки.

При микроструктурном анализе резко неравномерных минералов было установлено, что их главные направления роста отвечают петроструктурным осям. Это означает, что минерал рос, находясь в пространственном равновесии с внешней динамической средой, т. е. что макроструктура одновременна с кристаллизацией минерала.

Остановимся еще на одном моменте, который прямо не связан с темой, но относится к используемым ниже понятиям прогрессивного и регрессивного процессов.

В петрологии первоначально в понятии «прогрессивный» и «регрессивный» вкладывался точный термодинамический смысл, а именно: процесс, идущий с поглощением энергии, т. е. с повышением уровня свободной энергии, первоначально назывался прогрессивным в отличие от обратного процесса с выделением энергии. Изучение метаморфических и магматических горных пород показало, что прогрессивное течение процесса связано с ростом температуры и давления, что совершенно естественно. Для условий кристаллизации минералов в обоих случаях одновременно выполняется дополнительное соотношение, а именно обратная связь давления летучих от температуры, что накладывает яркий отпечаток на состав минералов. В течение долгого времени изучались только эти два природных процесса или, точнее говоря, только эта одна (из возможных) модель природного минералообразования. В результате все больше в понятие прогрессивность—регрессивность стало вкладываться иное содержание. Все больше под прогрессивным процессом стали подразумевать определенное направление смены состава минералов, в частности образование более магнезиальных, глиноземистых и обезвоженных минералов. Такой подход, однако, полностью оправдан лишь для одной этой модели. Со временем образовался своего рода логический штамп и водные ассоциации, например, стали рассматриваться как атрибут регрессивного процесса.

Только с началом изучения метасоматических процессов стала ясна ограниченность этой модели. Как известно, метасоматические процессы обычно протекают как изобарно-изотермические или близкие к ним. Модель для их описания, разработанная Д. С. Коржинским (1955, 1957), основана на независимости давления летучих (потенциалов подвижных компонентов) от температуры. Такие процессы оказались широко распространены в природе.

Процессы гранитизации, гранитообразования геологически тесно связаны с региональным метаморфизмом, но физико-химически они близки к метасоматическим в том отношении, что потенциалы воды, углекислоты и щелочей вполне независимы от температуры. Поэтому в определении хода процесса нельзя исходить из хода минеральных превращений, т. е. необходимо использовать термодинамическое определение прогрессивных и регрессивных процессов.

На основе сделанного обсуждения остается проинтерпретировать данные о последовательности изменения минералов, изложенные в первой главе, и данные о последовательности изменения их предпочтительных ориентировок. Поскольку эти данные приведены выше, перейдем непосредственно к выводам.

Устанавливаемые два этапа гранитообразования разделены перерывом, отвечающим фазе складчатости F_2'' . В это время происходило далеко зашедшее упорядочение структуры минералов первого этапа, документированное: а) полисинтетическим двойникованием плагиоклаза с параллельным образованием криптоантипертитов; б) распадом твердого раствора биотита с выделением рутила; в) распадом зерен кварца на субиндивиды. Хотя одновременно с F_2'' движениями в немигматизированных основных породах продолжают кристаллизоваться моноклинный пироксен и роговая обманка, их состав отличается от фемических минералов, кристаллизовавшихся одновременно с формированием диорит-плагиогранитной серии в условиях повышенной температуры метаморфизма.

Повышение температуры метаморфизма в начале второго этапа гранитообразования привело, во-первых, к локальной кристаллизации ромбического пироксена в парагенезисе с моноклинным пироксеном и роговой обманкой, состав которых идентичен с минералами первого этапа гранитообразования. Во-вторых, оно сопровождалось частичным разупорядочением и гомогенизацией ранних плагиоклазов, а также кристаллизацией новых плагиоклазов, которые, несмотря на интенсивное двойникование, имеют пониженную степень упорядоченности в сравнении с плагиоклазами конца второго этапа. К температурному пику приурочено образование высокосимметричных ориентировок породообразующих минералов. Аналогичная взаимосвязь, по-видимому, была свойственна и субстроениям первого этапа.

Таким образом, совокупность данных об изменении состава минералов, явлениях распада, двойникования и упорядоченности кристаллических структур, направленности изменений предпочтительных ориентировок различных минералов с несомненностью свидетельствует, что каждый этап гранитообразования развивался как длительный процесс, проходящий в своем развитии прогрессивную и регрессивную стадии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование методов структурного и петрографо-микроструктурного анализа позволило сопоставить возрастные отношения гранитообразования с этапами и фазами тектонических движений и проследить ход метаморфического минералообразования. Несмотря на высокую интенсивность перекристаллизации, в ассоциациях минералов и структуре пород оказались запечатленными события, синхронные не только со вторым, но и с первым этапом гранитообразования. Изучение статистических субстроений, образуемых отдельными минералами, позволило установить, что пироксен-амфибол-плаггиоклазовые ассоциации свойственны каждому этапу гранитообразования. Особенно следует подчеркнуть, что оптические свойства минералов испытывают весьма малые вариации и без привлечения микроструктурного анализа разделение ассоциаций первого и второго этапов было бы невозможно. Настоящее изучение, таким образом, свидетельствует о больших возможностях данного метода даже в таких внешне весьма изотропных породах, каковыми являются амфиболиты и гнейсо-граниты в зонах повсеместной мигматизации и глубокой перекристаллизации.

Как установлено параллельным изучением пироксенов, амфиболов и плаггиоклазов, их статистические пространственные ориентировки на каждой стадии кристаллизации полностью сопоставимы между собой. Эта закономерность послужила основой для выделения структурно-эквивалентных направлений у исследованных минералов и их равновесных ориентировок. В дальнейшем, очевидно, может быть разработана детальная система структурно-равновесных и совместимых субстроений, которая позволит широко применять аппарат теории групп, в частности учение о симметрии, в изучении парагенетических ассоциаций минералов. Ближайшим шагом в этом направлении, очевидно, должен быть вывод всех возможных типов предпочтительной ориентировки для минералов разных видов ромбической, моноклинной и триклинной сингоний, доминирующих в метаморфических горных породах.

ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львовск. унив., 1961.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Юж. Породообразующие минералы, т. 2. М., «Мир», 1965.
- Копчик В. А. Принципы симметризации—диссимметризации Шубникова—Кюри для составных физических систем. — Сб. памяти акад. А. В. Шубникова. М., «Наука», 1973.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа перагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Яскевич Н. И., Борисова К. Д., Сокол Р. С. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., «Наука», 1969.
- Кюри П. Избранные труды. М.—Л., «Наука», 1966.
- Лазарев Ю. И. Линейность кристаллических сланцев Костамукшского железорудного месторождения и ее интерпретация. — В кн.: Вопросы геол. и закономер. размещ. полезн. ископ. Карелии. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд-во, 1966а.
- Лазарев Ю. И. Методы структурного анализа в литологических исследованиях. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1966б.
- Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения. Л., «Наука», 1971а.
- Лазарев Ю. И. Этапы и фазы складчатости ранних карелид Карелии. — Тезисы докл. межобл. геол. конф. по геол. и полезн. ископ. Карелии. Петрозаводск, Изд-во Карельск. фил. АН СССР, 1971б.
- Лазарев Ю. И. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии. — В кн.: Геотектоника, 1973, № 5.
- Лазарев Ю. И., Белоусов Е. Ф. Ориентировка биотита в железистых кварцитах месторождения Костамукша (КАССР). — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. М.—Л., «Наука», 1967.
- Ландау Л. Д., Лифшиц Е. И. Статистическая физика (гл. 14: Фазовые переходы второго рода). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1951.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Мокиевский В. А. Цветная симметрия, реальный кристалл и сложное двойникование. — Минерал. сб. Львовск. геол. общ., 1966, т. 20, № 3.
- Мокиевский В. А. Группы симметрии двойников. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967.
- Письменный В. А. Влияние симметрии среды на рост кристаллов. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1960, ч. 89, № 6.
- Поваренных А. С. О зависимости облика минерального вида от его структуры и условий кристаллизации. — В кн.: Морфология, генезис и свойства минералов. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Пушкарев Ю. Д., Шуркин К. А. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и морфологические типы бластомилонитов. — В кн.: Деформация и структуры докембрийских толщ. М.—Л., «Наука», 1967.
- Саранчина Г. М. Раннепротерозойский магматизм Приладожья. — Автореф. дисс., Л., 1969.

- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. А. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука», 1970.
- Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Шафрановский И. И. Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1954, ч. 83, № 3.
- Шафрановский И. И. Группы симметрии в структурной петрологии. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1956, ч. 85, № 4.
- Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии. М., «Высшая школа», 1968.
- Шафрановский И. И. Кристаллографические законы Е. С. Федорова и статистическое распределение минералов по сингониям. — В кн.: Идея Е. С. Федорова в современной кристаллографии и минералогии. Л., «Наука», 1970.
- Шубников А. В. Пьезоэлектрические текстуры. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Шубников А. В. Симметрия и антисимметрия конечных фигур. М., Изд-во СССР, 1951.
- Шубников А. В. О работе П. Кюри в области симметрии. — Успехи физич. наук, 1956, т. 59, № 4.
- Шубников А. В. Антисимметрия текстур. — В кн.: Кристаллография, 1958, т. 3, № 3.
- Шубников А. В., Коппик В. А. Симметрия в науке и искусстве. М., «Наука», 1972.
- Ishiooka K., Suwa K. Fabric of hornblende in a schistose amphibolite from the Kurobe-gawa area, Central Japan. — Nagoya Univ. Journ. Earth Sci., 1954, vol. 2, № 2.
- Sander B., Kastler D., Ladurner J. Zur Korrektur des Schnitteffektes in Gefüge diagrammen heterometrischer Korner. — Österreich Akad. Wiss. Sitzungsber., Math.-naturw. Kl., 1954, Abt. 1, vol. 163, № 6—7.
- Sederholm J. J. Om granit och gneiss. — Bull. Comm. geol. Finlande, 1907, N 23.
- Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York a. o., McGraw-Hill., 1963.
- Weiss L. E. Geometry of superposed folding. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1959, vol. 70, № 1.
- Wenk E. Zur Genese der Bandergneise von Ornö Huvud. — Upsala Univ. Geol. Inst. Bull., 1936, vol. 26.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
В в е д е н и е	3
Г л а в а I. Геологические образования района	5
Гнейсы	5
Гранитоиды	11
Жильные основные породы	22
Г л а в а II. Тектонические движения и тектонические структуры	23
Система понятий и обозначений	23
Второй этап деформации	25
Первый этап деформации	32
Третий этап деформации	35
Четвертый этап деформации	37
Межтектонические интервалы	38
О возрасте тектонических структур первого и второго этапов деформации	39
Выводы	40
Г л а в а III. Микроструктурный анализ	42
Задачи и методика	42
Геологическое положение и петрографическая характеристика изученных образцов	46
Роговая обманка	60
Корреляция субстроений роговой обманки	73
Моноклинный пироксен	75
Ромбический пироксен	82
Корреляция субстроений роговой обманки и пироксенов	84
Плагиоклаз	90
Корреляция субстроений плагиоклаза	107
Силлиманит	111
Типы ориентировок и структурные равновесия роговой обманки, пироксена, плагиоклаза и силлиманита	112
Выводы	116
Г л а в а IV. Структурные превращения при гранитизации	118
З а к л ю ч е н и е	123
Литература	124